THESE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR 3ÉME CYCLE

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DES MATIÈRES MINÉRALES ET ÉNERGÉTIQUES

OPTION : PÉTROLOGIE

GUY BENHAMOU

ETUDE DES CONDITIONS DE FRACTIONNEMENT DE SERIES BASALTES-RHYOLITES DE L'AFAR (ETHIOPIE) : APPROCHE EXPERIMENTALE.

SOUTENUE LE 22 NOVEMBRE 1976 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN :

MM. R.	BROUSSE	PRÉSIDENT
J.	VARET	RAPPORTEUR
F.	BARBERI	
G.M.	BIGGAR	EXAMINATEURS
J.	TOURET	

THESE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR 3ÉME CYCLE

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DES MATIÈRES MINÉRALES ET ÉNERGÉTIQUES

OPTION : PÉTROLOGIE

GUY BENHAMOU

ETUDE DES CONDITIONS DE FRACTIONNEMENT DE SERIES BASALTES-RHYOLITES DE L'AFAR (ETHIOPIE) : APPROCHE EXPERIMENTALE.

SOUTENUE LE 22 NOVEMBRE 1976 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN :

MM.	R. BROUSSE	PRÉSIDENT
	J. VARET	RAPPORTEUR
	F. BARBERI	
	G.M. BIGGAR	EXAMINATEURS
	J. TOURET	

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

AVANT-PROPOS

J'aimerais remercier ceux qui, tout au long de ces deux dernières années, m'ont permis de mener à bien ce travail.

Monsieur le Professeur R.BROUSSE m'a accueilli dans son laboratoire, Jacques VARET m'a proposé le sujet de ces recherches et a guidé mes premiers pas avec amitié et confiance. Jacques ROUX (CNRS,Orléans) et P.PERIO, Professeur de Cristallographie (Orsay) m'ont grandement aidé à aborder la technologie de la fusion. Le Professeur REICH (Physique des Solides, Orsay), a mis très gentiment à ma disposition un four avec lequel, grâce au concours de Monsieur HINET et de Madame MALDY, j'ai fait mes premières expériences.

A l'Université d'Edinburgh, le Docteur G.BIGGAR m'a enseigné la Pétrologie expériementale, du moins ce que j'en sais, mettant son laboratoire et son expérience à mon service ; le Docteur B.UPTON m'a épaulé de ses conseils lors de discussions concernant mes résultats, et le Docteur P.HILL a eu la patience de m'initier à l'analyse par microsonde électronique.

Pendant la rédaction de ce mémoire, j'ai apprécié les conseils constants de J.VARET et J.ROUX, et les critiques constructives qu'ont bien voulu faire M.TREUIL (Géochimie, Paris), H.BIZOUARD (Microsonde,Orsay) et F.BARBERI (Pétrographie, Pise).

Enfin, je remercie Monsieur le Professeur J.TOURET, du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, qui a accepté de faire partie du jury.

Le support financier du BRITISH COUNCIL, sous la forme d'une bourse d'étude de trois mois grâce à laquelle j'ai réalisé la partie expérimentale, et de la RCP 341 du CNRS pour la partie analytique, a été grandement apprécié.

Toutefois, je voudrais également remercier plus particulièrement tous ceux qui, à des titres très divers, m'ont aidé à achever ce travail :

R.CLOCCHIATTI, qui m'a fait bénéficier de son expérience et de son amitié.

Le personnel, techniciens et enseignants, du laboratoire, Melle. M.T. LAURENT, qui a bien souvent fait l'impossible pour résoudre les problèmes

administratifs et matériels avec une efficacité et une gentillesse qui m'ont touché; C.CHAUVET, D.CHEVILLION, R.DURET, C.HIRAGA et A.PANTALONI, presque des amis; H.BELLON, C.BOYER, A.HAVETTE,R.MAURY et A.POISSON, équipe dont j'ai partagé la vie au laboratoire.

J.PHALIPPOU (polissage) et Mr. LEGOFF (tirage offset) .

Tous mes camarades, étudiants 3ème cycle de Géologie.

Je ne saurai oublier Madame M.THUREL, qui a dactylographié le texte avec toute sa compétence et sa gentillesse, MAGENTA PHOTO pour le tirage des photographies, et Bernard THUREL, Jacques MINIER, Melodia DUCHENE, Henri BARA, Catherine SAINT-LAURENT, Claude BLANCHON, Pascal MELO, le chien Bidule, et tous les amis.

Je souhaite que ce mémoire justifie l'aide, la confiance et l'amitié qui m'ont été témoignées.

Orsay, le 22 Octobre 1976.

INTRODUCTION

La Pétrologie expérimentale a pour but d'établir en laboratoire les relations à l'équilibre entre phases minérales dans des conditions physico-chimiques connues et compatibles avec le contexte géologique. Cette technique, qui a connu un essor important depuis une quinzaine d'années, a principalement été utilisée pour tester les hypothèses sur l'origine des magmas basaltiques, avec les travaux à haute pression de Yoder et Tilley, Green et Ringwood, O'Hara, Kushiro, etc. Par ailleurs, un grand nombre d'expériences à basse pression était concentré sur les basaltes (cf bibliographie), afin de déterminer les conditions d'évolution superficielle de ces magmas, et mettant ainsi en évidence l'importance de paramètres tels que fugacité d'oxygène ou pression d'eau sur la cristallisation des minéraux.

Dans le présent travail, nous avons étendu cette technique à l'étude de séries de roches allant des basaltes aux rhyolites, issues les unes des autres par un processus de fractionnement à faible profondeur. Ces séries ont été choisies afin de servir de références dans la mesure où l'on envisagerait de retenir cette méthode expérimentale pour étudier d'autres séries différenciées et traiter de problèmes plus complexes éventuellement, comme influence de la variation de pression d'eau, des éléments volatils, de la contamination. Nous avons donc retenu des roches situées hors d'un contexte continental et fractionnées à faible profondeur. Deux régions offraient de telles séries : l'Islande et l'Afar.

Dans les deux cas, la nature océanique de ces sites permettait d'écarter toute contamination continentale des magmas, mais nous avons préféré l'Afar, car les séries

volcaniques y sont plus complètes, avec abondance de termes intermédiaires et un fractionnement jusqu'à des liquides hyperalcalins, la volcanologie et la minéralogie y indiquent des conditions de faible pression, la géochimie des variations sensibles de fugacité d'oxygène lors de l'évolution, aussi parce que l'ensemble des études menées en Afar a permis l'élaboration d'un modèle d'évolution par cristallisation fractionnée, et enfin parce que nous disposions d'un échantillonnage complet, avec des séries présentant des caractères d'alcalinité plus ou moins prononcés.

Les résultats expérimentaux obtenus permettent de suivre l'ordre d'apparition des minéraux dans les différentes roches de chaque série en fonction de la température et de la fugacité d'oxygène, de vérifier que les observations expérimentales et naturelles conduisent aux mêmes conclusions et de redéfinir le modèle établi précédemment, en y apportant quelques repères quantitatifs.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548104_0024

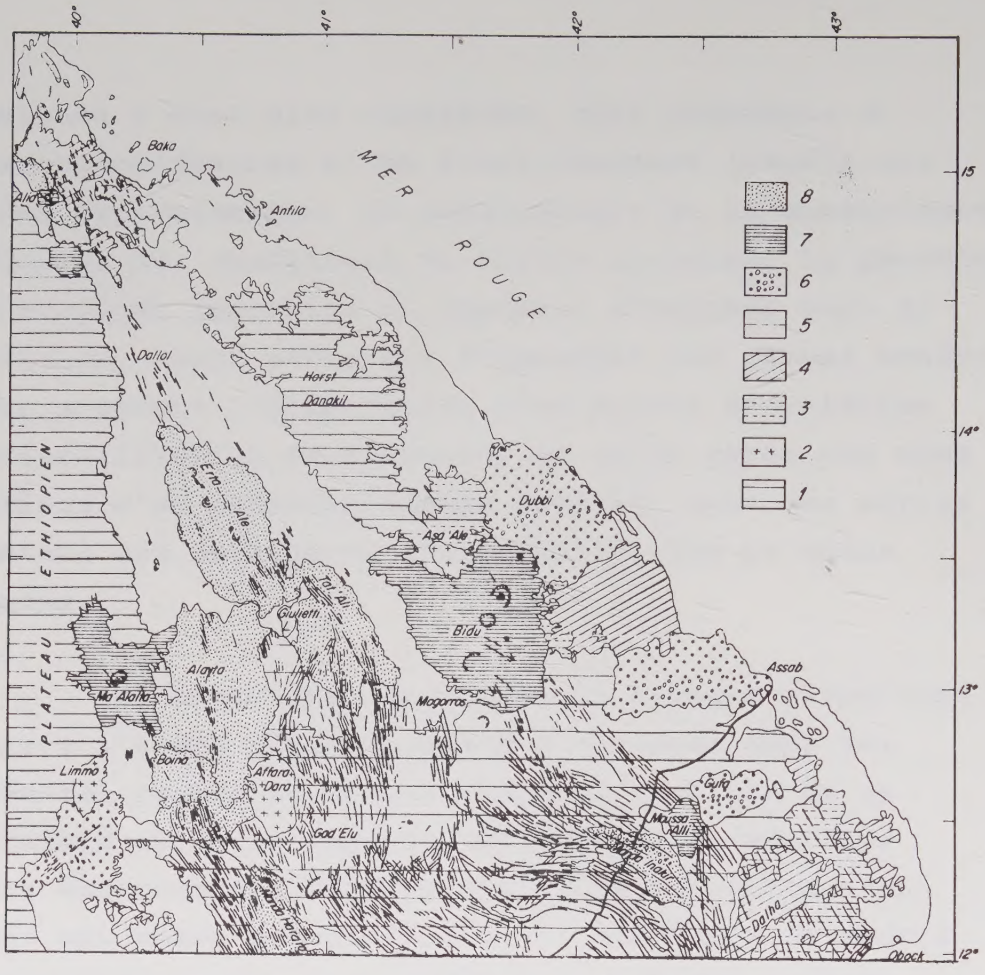


Figure 1 : carte géologique de l'AFAR.

(1) « Socle » : socle métamorphique antécambrien, couverture sédimentaire mésozoïque et roches volcaniques « des plateaux » d'âge anté-miocène au N de 12° et en partie plus récentes au S (64 - 7 M.A.).

(2) Granites alcalins d'âge miocène (25 M.A.) intrusifs dans les formations (1). Ces granites marquent les premiers mouvements extensifs du Rift de l'Afar proprement dit [Barberi *et al.*, 1972 *a*].

(3) Série à dominance rhyolitique du Pliocène (12 - 7 M.A.) dépassant 1 000 m d'épaisseur dans les Mabla. Série formée généralement d'épaisses coulées de rhyolites, d'ignimbrites et de matériaux pyroclastiques divers, de composition fréquemment comenditique. Série émise par des fissures subméridiennes comme en témoignent dykes et alignements de dômes et recouvrant des basaltes plus anciens (15 M.A.).

(4) Série stratoïde à dominance basaltique dite « du Dahla » atteignant 700 m d'épaisseur à l'W de Tadjourah (Day). Cette série comporte des intercalations d'ignimbrites et de sédiments (Age = 7 à 3,5 M.A.).

(5) Série stratoïde de l'Afar, en prédominance basaltique avec quelques intercalations rhyolitiques et sédimentaires, et volcans centraux rhyolitiques. Age : 4 M.A. à actuel. Série d'origine fissurale, de composition transitionnelle à alcaline (en particulier sur les marges).

(6) Séries transverses de l'Afar d'âge quaternaire formées de basaltes franchement alcalins associés à des hawaïtes et mugearites. Ces laves ont été émises à partir de petits cônes de scories (points noirs) alignés en direction E (Assab) ou E S E (Dubbi).

(7) Centres rhyolitiques des marges de l'Afar, d'âge quaternaire ; vastes strato-volcans avec calderas sommitales constitués, en dominance, de matériaux rhyolitiques et trachytiques. Ces centres ont généralement pris naissance dans des grabens marginaux à la croisée des directions de la tectonique principale (N N W) avec les directions transverses.

(8) Séries axiales de l'Afar, à dominance basaltiques et construites sur un système de fissure unique de direction N N W à N W. Age quaternaire. Série formée de basaltes transitionnels et de leurs produits de différenciation par cristallisation fractionnée : ferro-basaltes et trachytes sombres (Asal, Manda Hararo et Inakir, Alayta) jusqu'à des rhyolites hyperalcalines (Erta Ale, Tat'Ali, Boina). Le volcanisme récent à dominance basaltique de la zone de jonction entre méagastructure et rift africain (Gabilemma Nord, Dama Ale, Aissaïta) a été placé sous le même figuré. (En blanc) sédiments récents éoliens alluviaux, lacustres et marins.

(B.S.G.F. XV 1973)

CHAPITRE I - PRESENTATION DES SERIES ETUDIEES

A - GENERALITES

Les échantillons retenus pour cette étude proviennent de deux ensembles volcaniques situés dans la dépression des Danakil (Ethiopie), la chaîne de l'Erta Ale et le massif du Boîna. Ces ensembles, essentiellement basaltiques, sont classés parmi les chaînes axiales et sont construits à partir du rejeu en ouverture d'une série de fissures de direction NNW (figure 1). Leurs caractéristiques structurales, pétrologiques et géochimiques permettent de les considérer comme des axes d'acrétion océanique émergés (Barberi et al. 1970, Barberi et al. 1972, Barberi et Varet 1975). Dans le nord de l'Erta Ale et au Boîna, le phénomène de cristallisation fractionnée a joué un rôle exceptionnellement important amenant à des termes rhyolitiques. Des descriptions détaillées sont publiées par Barberi et Varet (1970 et 1972), Treuil et al. (1971), Treuil et Varet (1973), Barberi et al. (1975). Nous en rappellerons ici sommairement les caractéristiques.

B - MISE EN EVIDENCE DU ROLE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE DANS L'EVOLUTION DES CHAINES AXIALES EN AFAR.

Les études citées ci-dessus montrent que les laves des chaînes axiales ont été produites par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique, à faible profondeur :

- les structures volcaniques sur le terrain indiquent la possibilité de formation de chambres magmatiques à faible profondeur (fig. 2).

- il y a une continuité entre tous les termes pétrographiques échantillonnés.

- on observe une décroissance volumétrique des produits émis en fonction de leur évolution. (fig. 2)

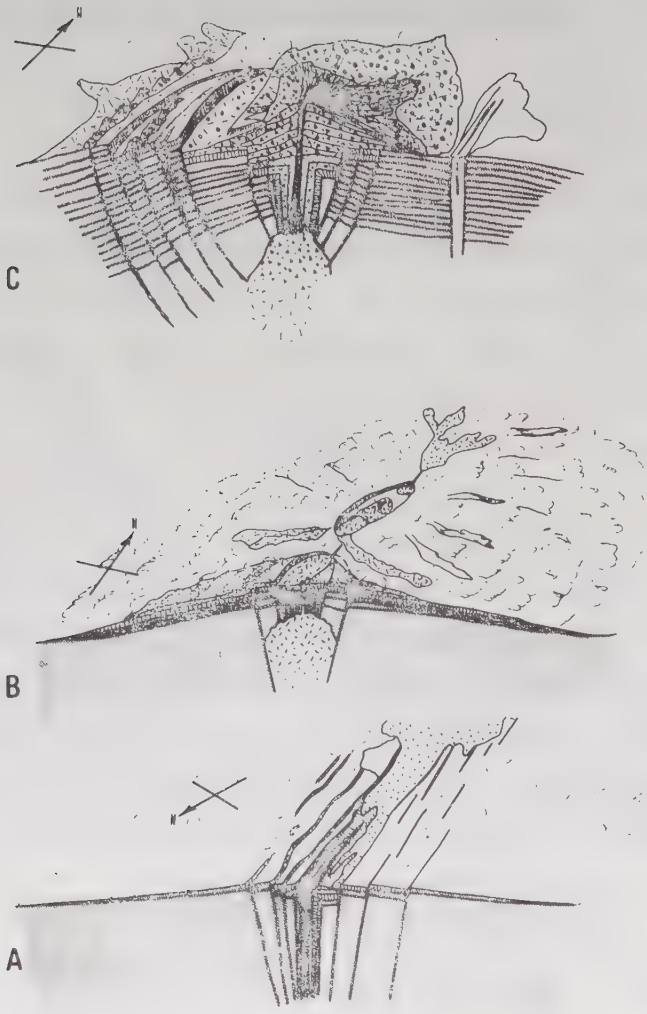


Fig. 2. – Schémas interprétatifs des principales *structures volcanologiques des chaînes axiales* de l'Afar. Ces exemples ont été reconstruits à partir de levers géologiques [Barberi et Varet, 1970 et 1973].

A. *Volcanisme fissural axial.* Des basaltes de plus en plus récents sont injectés dans une fissure évoluant progressivement avec le jeu de l'expansion vers un graben symétrique, les laves les plus récentes sont concentrées dans l'axe tandis que les plus anciennes se trouvent sur les bords. Cette structure est celle de la plupart des chaînes axiales de l'Afar : *Sud Erta Ale* (ici) Manda Hararo, Manda Inakir [voir De Fino *et al.*, 1973], Asal. Un tel schéma pourrait être également valable pour les vallées axiales océaniques.

B. *Volcan bouclier allongé.* L'accumulation progressive de lave le long de la fissure (A) entraîne la formation d'un bombement allongé. Dans la partie sommitale de celui-ci les failles ne sont plus rectilignes mais constituent des structures (bombement et effondrement) curvilinéaires elliptiques. Une chambre magmatique est alors individualisée. Une différenciation vers des termes intermédiaires riches en fer peut s'y réaliser. On trouve des lacs de lave à ce stade. Exemple : *Erta Ale s.s.* (ici), Alayta ouest (fig. 1), Dama Ale. Cette structure est très semblable à celle des volcans de Hawaï.

C. *Cumulovolcan.* Les effondrements curvilinéaires deviennent plus importants tandis que persiste la chambre magmatique et qu'avance le phénomène de différenciation. Les éruptions centrales dominent de sorte que le volcan est de plus en plus individualisé. Les émissions répétées de laves plus acides émises à partir de la partie supérieure du réservoir magmatique contribuent à modifier la morphologie du volcan, qui subit des effondrements donnant des failles radiaires et surtout curvilinéaires, ces dernières souvent émissives. Ce stade est celui du Dalla Filla, de l'Alu et du *Borale Ale* (ici) (chaînes de l'Erta Ale) et du Boina et Tat'Ali.

(B.S.G.F. XV 1973)

Au Boïna comme à l'Erta Ale, les données géochimiques indiquent que les variations observées dans les différents produits émis s'expliquent par un mécanisme de cristallisation fractionnée à partir de magmas basaltiques différents. Ceci est confirmé par les rapports isotopiques du Strontium, qui donnent des valeurs basses pour toutes les roches de ces séries et écartent ainsi la contamination crustale, ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.702 à 0.704) et dont les valeurs légèrement différentes entre Boïna et Erta Ale indiquent des magmas initiaux différents.

Treuil et Varet (1973) ont d'ailleurs déterminé par extrapolation des courbes de variation des concentrations des éléments en fonction de f* la composition des liquides basaltiques primaires et obtiennent les résultats suivants :

	Boïna	Erta'Ale
SiO_2 %	50	50
Al_2O_3	14,75	13,0
MgO	9,2	10,2
CaO	13,4	13,0
Na_2O	2,4	2,5
K_2O	0,60	0,30
FeO	7,0	10,0
TiO_2	1,5	1,5
P_2O_5	0,30	0,18
	99,15 %	100,68 %

- Enfin, l'étude des roches porphyriques montre que la séparation des différentes phases phénocristallines explique l'évolution des liquides que l'on obtient par l'étude des termes aphyriques.

---

*f : fraction de liquide résiduel, défini par M. Treuil (Treuil et Varet 1973)

C - LA CHAINE DE L'ERTA ALE

Cet ensemble complexe compte 7 centres volcaniques (figure 3), alignés sur une direction de fissuration distensive évoluant vers des fissures curvilignes aux stades intermédiaires et l'individualisation d'un conduit plus central au stade final et affectant la partie superficielle de réservoirs magmatiques distincts, évoluant séparément (figure 2). Cependant, chacun d'eux présente la même succession pétrologique, caractérisée par les termes suivants : basaltes, basaltes à andesine, ferro-basaltes, trachytes sombres, trachytes sursaturés, rhyolites faiblement hyperalcalines. Les analyses des neuf échantillons étudiés et leur description pétrographique sont dans le tableau 1 et la distribution des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation en figure 4.

Le début de la différenciation est principalement dominé par l'olivine, avec fort enrichissement en fer et constance en silice dans les premiers liquides. Aux stades intermédiaires l'apparition des oxydes de fer et titane induit une chute des teneurs en fer et une croissance des teneurs en silice, tandis que le stade final amène par fractionnement de feldspath à des rhyolites hyperalcalines.

D - LE MASSIF DU BOÏNA

Ce massif, d'âge quaternaire récent, est construit à partir de fissures de direction NNW, évoluant depuis le stade fissural initial jusqu'au stade volcan-bouclier final recouvert de coulées visqueuses et de dômes (figure 5). Du point de vue structural, ce volcan est dans une position légèrement différente de celle de l'Erta Ale, qui est une chaîne axiale typique. Le Boïna, en effet, est plus proche de l'escarpement du plateau éthiopien, donc en position moins axiale, et localisé dans une zone de dépression moins forte.

Il présente du point de vue pétrologique la même succession qu'à l'Erta Ale, si ce n'est que légèrement plus alcaline au départ (figure 6) la série aboutit à des Pantellerites en fin de différenciation. Les analyses et descriptions pétrographiques des specimens sélectionnés sont dans le tableau 2 et la distribution des éléments majeurs en fonction de f. en figure 7.

Cette figure nous permet de distinguer 3 étapes dans l'évolution :

- un premier stade (f de 1 à 0,45) allant des basaltes aux ferro-basaltes, avec un fractionnement d'abord d'olivine, jusqu'à f = 0,65 puis dominé par le plagioclase, le clinopyroxène jouant un rôle mineur, et marqué par un fort enrichissement en fer des liquides.

- un second stade, jusque f = 0,20 faisant la transition ferro-basaltes trachytes sombres et finalement trachytes sursaturés, avec un renversement brutal des tendances de variation de F_eO (et TiO_2) qui décroît, un enrichissement léger en Al_2O_3, et net en SiO_2. Cette discontinuité correspond à l'intervention des oxydes de fer et de titane et de clinopyroxènes dans le fractionnement.

- le stade final correspond à l'évolution vers les pantellerites avec séparation de feldspath alcalin.

E - CONSIDERATIONS SUR LE CHOIX DES ECHANTILLONS

Les specimens retenus et présentés rapidement précédemment ont été choisis en fonction d'objectifs bien définis : ainsi ils sont tous, à l'exception de ER 73 et F 73 (Erta Ale), aphyriques à sub-aphyriques. Nous avons voulu par là nous rapprocher d'aussi près que possible de la composition des liquides successifs.

En effet, si les phénocristaux ont été utilisés pour vérifier que le fractionnement des phases observées était compatible avec l'évolution des liquides trouvée, il y a toujours un doute quant à savoir si ceux-ci sont

dans une roche qui représente leur liquide originel ou s'ils sont étrangers. Dans une série produite par fractionnement on doit en effet s'attendre à des phénomènes de déséquilibre entre solides et liquides, les cristaux pouvant provenir de magmas plus ou moins primaires par rapport à la lave dans laquelle ils sont observés selon le mécanisme retenu (flottation ou "crystal settling").

Nous avons inclu dans notre sélection deux échantillons porphyriques à plagioclases, ER 73 et F 78. Le premier provient du lac de lave actuel de l'Erta Ale et le second des coulées fissurales du sud de la chaîne. Ils ont été retenus afin de tester si des échantillons porphyriques pouvaient être utilisables et dans le but de préciser les mécanismes de fractionnement de ces minéraux, qui jouent un rôle important au stade intermédiaire dans l'évolution de toutes les chaînes axiales de l'Afar.

Figure 3 : Carte géologique de la chaine de l'ERTA ALE.

6 - Laves acides
5 - Laves basiques et intermédiaires
4 - Evaporites
3 - Dépots marins
2 - Série rouge
1 - Socle

(BARBERI et VARET 1972)

- Erta Ale

CH 48 - Basalte - coulée fissurale (S.E. de l'Hayli Gub). Aphyrique avec olivine (Fo_{65-60}) augite incolore (Wo_{41-37}; Fs_{12-15}, En_{47-49}) plagioclase (An_{80-60}) - Ref. Barberi et al. 1971.

ER 73 - Basalte, lac de lave actuel de l'Erta Ale, à phénocristaux de plagioclases.

F 78 - Basalte, coulée fissurale du sud de la chaîne, à phénocristaux de plagioclases.

F 70 - Basalte à andesine, Ale Bagu (fissure sud) Ref. Tazieff et al (1969)

D 103 - Basalte à andesine, coulée fissurale du Hayli Gub, roche aphyrique à microcristaux d'olivine, plagioclase et augite. Ref. Treuil et Varet (1973)

TD 25 - Trachyte sombre.

TD 7 - Trachyte rhyolitique, flanc sud du Ale Bagu. Phénocristaux d'oligoclase, de clinopyroxènes et d'oxydes de fer dans une pate vitreuse. Ref. Tazieff et Varet (1969)

CH 20 - Comendite, volcan Alu - quelques cristaux de fayalite et hedenbergite dans une pate vitreuse. Ref. Tazieff et al (1969)

F 56 - Comendite, volcan Alu - pate microcristalline avec quelques oligoclases, anorthose, hedenbergite et magnetite. Ref. Barberi et al. (1970)

Tableau 1 : Série de l'ERTA ALE. Description pétrographique des échantillons étudiés.

	CH 48a	F 78	F 70	D 103	TD 25	TD 7	CH 20	F 56
SiO_2	48.78	49.52	47.17	51.06	52.25	64.0	71.60	70.55
TiO_2	1.73	1.63	3.20	3.41	2.50	1.09	0.42	0.59
Al_2O_3	14.55	14.85	10.80	11.61	11.31	12.60	11.50	12.60
Fe_2O_3	4.17	4.55	7.37	3.19	3.03	1.52	1.03	0.92
FeO	6.48	6.99	8.00	11.59	11.91	6.41	2.45	2.63
MnO	0.20	0.15	0.19	0.24	0.26	0.23	0.16	0.14
MgO	8.50	6.25	6.45	4.35	3.15	1.22	0.42	0.53
CaO	12.59	12.02	10.64	8.73	6.94	3.53	1.44	1.65
Na_2O	2.19	2.60	2.95	3.45	4.25	4.90	6.10	6.18
K_2O	0.25	0.45	0.90	1.20	1.85	3.55	3.15	2.65
P_2O_5	0.17	0.24	0.36	0.62	1.17	0.40	0.08	0.15
H_2O^+	0.07	0.03	0.87	0.12	-	0.93	1.01	1.29
H_2O^-	0.33	0.60	0.77	0.04	0.11	-	-	-
Total	100.02	99.88	99.67	99.61	98.73	100.39	99.36	99.88
Q	0.50	1.86	1.48	2.61	1.46	12.30	24.75	20.87
or	1.49	2.66	5.32	7.13	10.93	20.97	18.61	15.66
ab	18.65	21.99	24.95	29.34	35.94	41.44	41.61	50.05
an	29.34	27.52	13.57	12.72	6.32	1.91	-	-
ac	-	-	-	-	-	-	2.89	1.95
di (wo)	12.91	12.75	15.39	11.17	8.54	5.44	2.76	3.01
di (en)	9.19	8.31	11.33	4.96	2.92	1.43	0.60	0.80
di (fs)	2.59	3.56	2.59	6.17	5.86	4.31	2.35	2.37
en	12.12	7.25	4.73	5.93	4.92	1.61	0.45	0.52
fs	3.42	3.11	1.08	7.37	9.86	4.87	1.75	1.55
mt	6.09	6.60	10.69	4.65	4.39	2.15	-	0.36
il	3.31	3.10	6.08	6.51	4.74	2.07	0.80	1.12
ap	0.41	0.57	0.85	1.48	2.77	0.95	0.19	0.36
n.s.	-	-	-	-	-	-	1.56	-
D.I.	20.63	26.70	32.37	39.06	48.34	75.12	86.35	87.79

Tableau 1 (suite) : Analyses chimiques et normes CIPW des échantillons de la série de l'Erta Ale sélectionnés. (références : cf. description des roches)

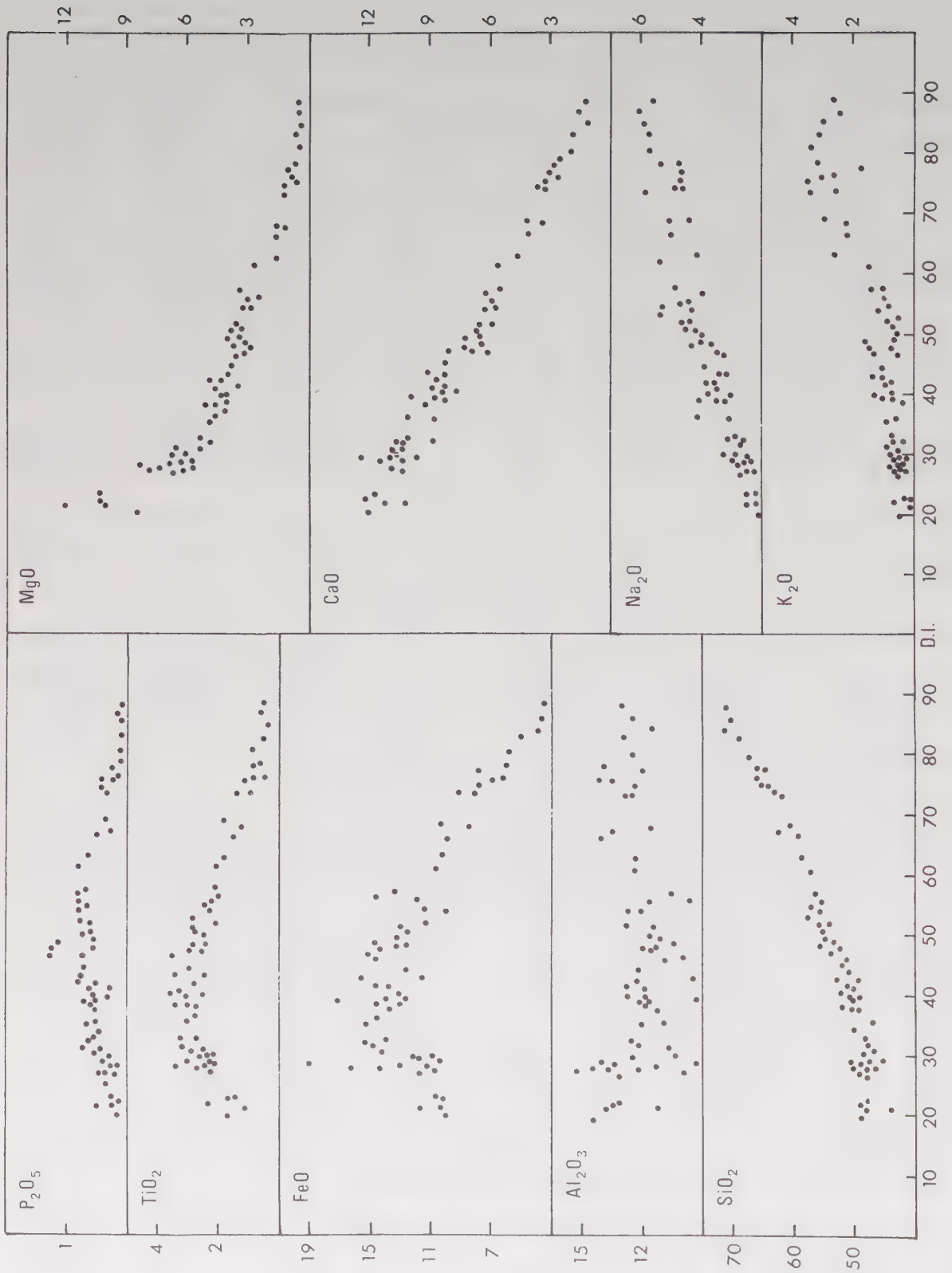


Figure 4 : Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (D.I.) de la série de l'ERTA ALE.

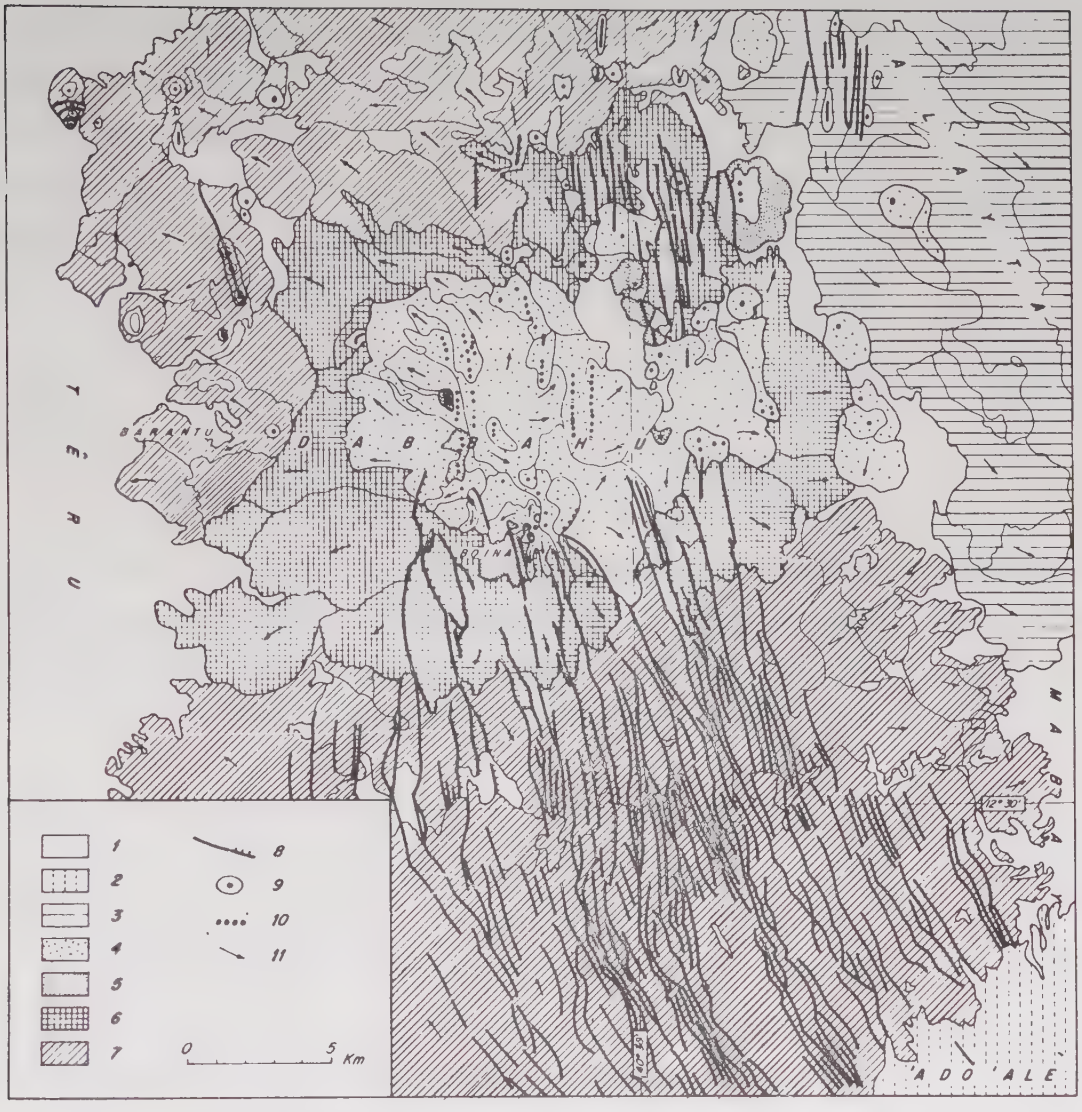


FIG. 5. — Carte géologique schématique du massif de Dabbahu (Boina) caractérisé par une succession basalte-pantellerite, avec tous les termes intermédiaires.

1 : Sédiments récents principalement éoliens ; 2 : centre rhyolitique de la série stratoïde ; 3 : champs de lave basaltique de l'Alayta ; 4 : obsidiennes pantelleritiques ; 5 : ponces rhyolitiques ; 6 : roches intermédiaires : trachytes sombres et trachytes rhyolitiques ; 7 : champs basaltiques de base ; 8 : failles et fissures ouvertes ; 9 : cônes de scories ; 10 : points d'émission de coulées d'obsidiennes ; 11 : sens d'écoulement des laves.

La surface relative des différentes laves ne donne pas une idée exacte de leur volume relatif. Les rhyolites et roches intermédiaires recouvrent en effet une épaisse série basaltique.

(B.S.G.F. XV 1973)

- Boïna

G 495 - Basalte - Olivine (Fa 19-21 ; 4,6 %) en microphénocristaux, mesostase hypocristalline avec olivine, clinopyroxène, plagioclases (An_{72-65}) et des opaques intersticiels.

S 46 - Ferrobasalte - Plagioclase (An_{62-65} ; 4,8 %), clinopyroxène (3,4 %) et olivine (Fa 28-30) en microphénocristaux ; mêmes minéraux plus opaques en grains dans la pate.

D 214 - Trachyte sombre - Plagioclase (An_{40-45} ; 5,3 %) en phénocristaux, clinopyroxène (1,7 %) opaques (1 %) et olivine (Fa_{68}) en microphénocristaux ; mesostase partiellement vitreuse (50 %) avec les mêmes minéraux.

D 236 - Trachyte sursaturé - rares microphénocristaux de plagioclases (An_{40-35}), dontquelques-uns entourés de feldspath alcalin ; microlites de feldspath, clinopyroxène, clivine (Fa_{68}) et opaques dans une mesostase vitreuse (50 %).

D 217 B - Rhyolite alcaline - Phénocristaux d'anorthose à coeur d'oligoclase, microphénocristaux de fayalite (Fa_{96}), clinopyroxènes verts et opaques ; mêmes minéraux dans la mesostase partiellement dévitrifiée.

D 227 - Pantellerite - verre avecdes phénocristaux d'anorthose (11,3 %) et de rares microphénocristaux de clinopyroxène vert (0,2 %), cossyrite (0,1 %) et quartz.

Références : Barberi et al. (1975)

Tableau 2 : Série du Boina. Description pétrographique des échantillons étudiés.

	G 495	S 46	D 214	D 236	D 217 B	D 227
SiO_2	46.75	45.67	56.09	61.48	65.02	70.85
TiO_2	2.30	3.06	1.50	1.29	0.36	0.36
Al_2O_3	13.93	10.80	13.65	14.42	14.88	9.78
Fe_2O_3	3.20	10.25	3.35	1.37	1.75	3.03
FeO	8.08	8.42	6.03	7.10	3.48	3.76
MnO	0.19	0.19	0.21	0.27	0.13	0.16
MgO	9.75	5.56	2.50	1.13	0.04	0.01
CaO	10.08	9.35	5.04	3.95	1.34	0.30
Na_2O	2.70	3.30	4.50	5.27	5.90	5.93
K_2O	0.80	1.35	2.90	2.66	4.30	4.46
P_2O_5	0.35	0.46	0.58	0.35	0.04	0.04
H_2O^-	0.33	0.23	0.43	0.06	0.62	0.39
P.F.	0.78	1.26	2.69	0.36	1.89	0.40
Total	99.24	99.9	99.47	99.71	99.75	99.47
Q	-	0.3	5.9	8.8	10.1	26.8
or	4.7	8.0	17.1	15.9	25.4	26.5
ab	22.8	27.9	38.1	44.4	49.9	25.3
an	23.5	10.7	8.5	7.8	1.4	-
ac	-	-	-	-	-	8.8
di (wo)	10.1	13.7	5.3	4.1	2.1	0.4
di (en)	6.8	10.7	2.6	0.7	0.3	-
di (fs)	2.5	1.7	2.6	3.6	2.0	0.5
en	2.0	3.4	3.6	2.0	0.3	-
Fs	0.7	0.6	3.6	6.7	2.6	6.1
fo	10.8	-	-	-	-	-
fa	4.3	-	-	-	-	-
mt	4.6	14.9	4.9	2.0	2.5	-
il	4.4	5.8	2.8	2.4	0.7	0.7
ap	1.1	1.1	1.4	0.8	0.1	0.1
n.s.	-	-	-	-	-	3.5
D.I.	27.5	36.2	61.1	69.1	85.4	78.6

Tableau 2 : Analyses chimiques et normes C I P W des échantillons (suite) de la série du Boïna sélectionnés (réf. Barberi et

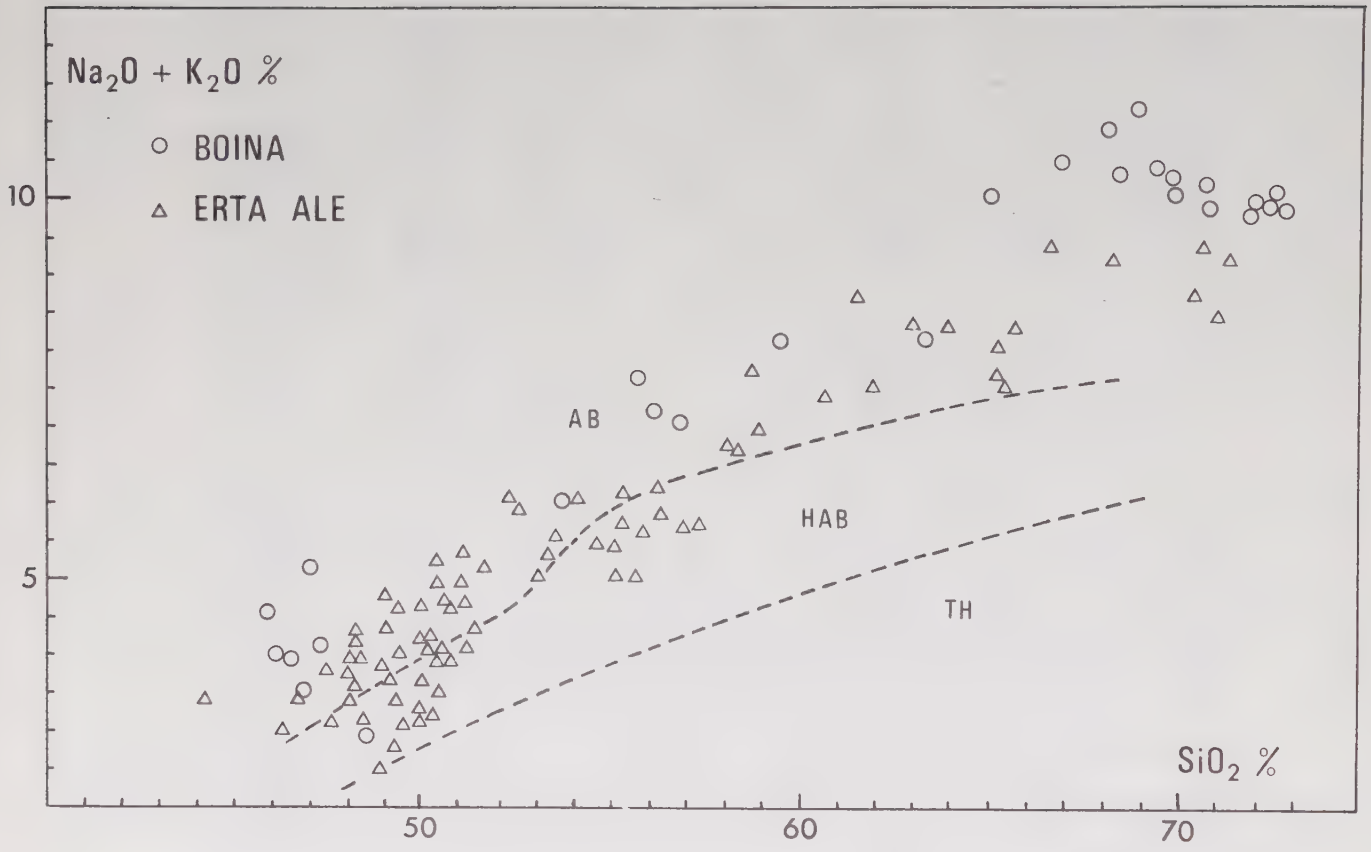


Figure 6 : Diagramme Alcalins/Silice (pourcentages pondéraux d'oxydes) pour les séries du Boina et de l'Erta Ale. Les lignes en tireté indiquent les limites des séries alcalines (AB), riches en alumine (HAB) et tholéiitiques (TH) selon KUNO.
D'après TREUIL et VARET 1973.

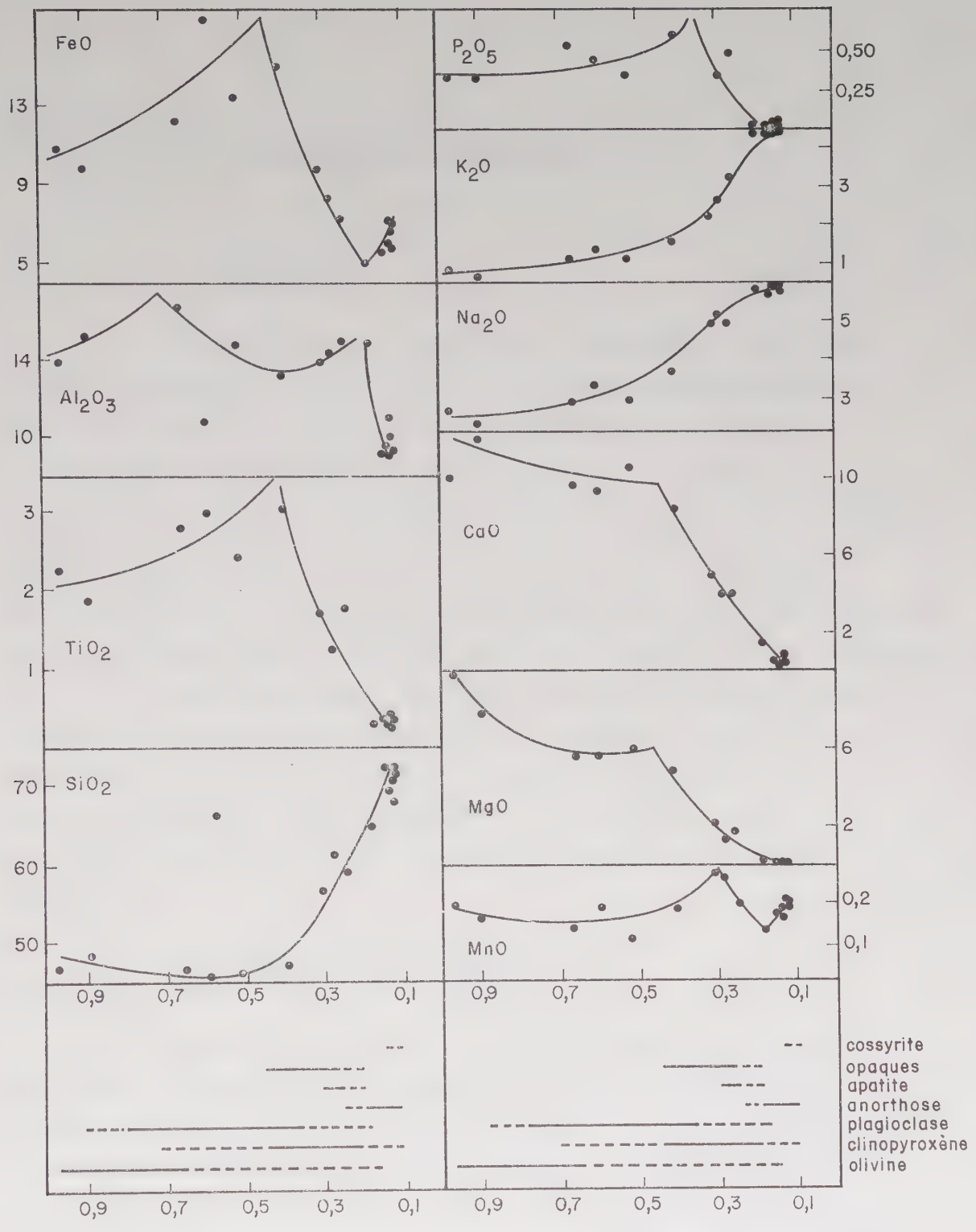


Figure 7 : Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction de la fraction de liquide résiduel f dans la série du Boina, et séquence de cristallisation correspondante.

(BARBERI et al, 1975)

CHAPITRE II - METHODE EXPERIMENTALE

A - PRINCIPE

La manipulation consiste à soumettre une composition chimique connue X à des conditions expérimentales dont on connaît et contrôle les paramètres tels que composition d'atmosphère *, température T, temps t, et à figer l'état d'équilibre atteint par cette composition dans ces conditions. L'observation et l'analyse des produits obtenus permet alors, pour unevariation des paramètres, d'en déduire les relations d'équilibre entre phases apparues et d'explorer ainsi partiellement un espace T - X - atmosphère.

Cette méthode classique, dite des trempes, est décrite en détail par Schairer (in Bockris, White et Mackenzie 1959), et largement utilisée notamment en Grande-Bretagne et aux Etats-Unis. Cependant, dans la pratique, elle présente un certain nombre d'écarts à la théorie.

B - PROBLEMES PRATIQUES

Lorsque l'on passe à la réalisation d'essais, on rencontre rapidement un certain nombre de contraintes technologiques. Celles-ci, brièvement décrites ci-dessous, seront examinées plus en détail dans le paragraphe suivant.

---

* Dans ce qui nous intéresse ici, c'est plus particulièrement la teneur en oxygène, ou pression partielle d'oxygène qui sera retenue. On fera l'approximation légitime, en raison des conditions (basse pression, haute température)

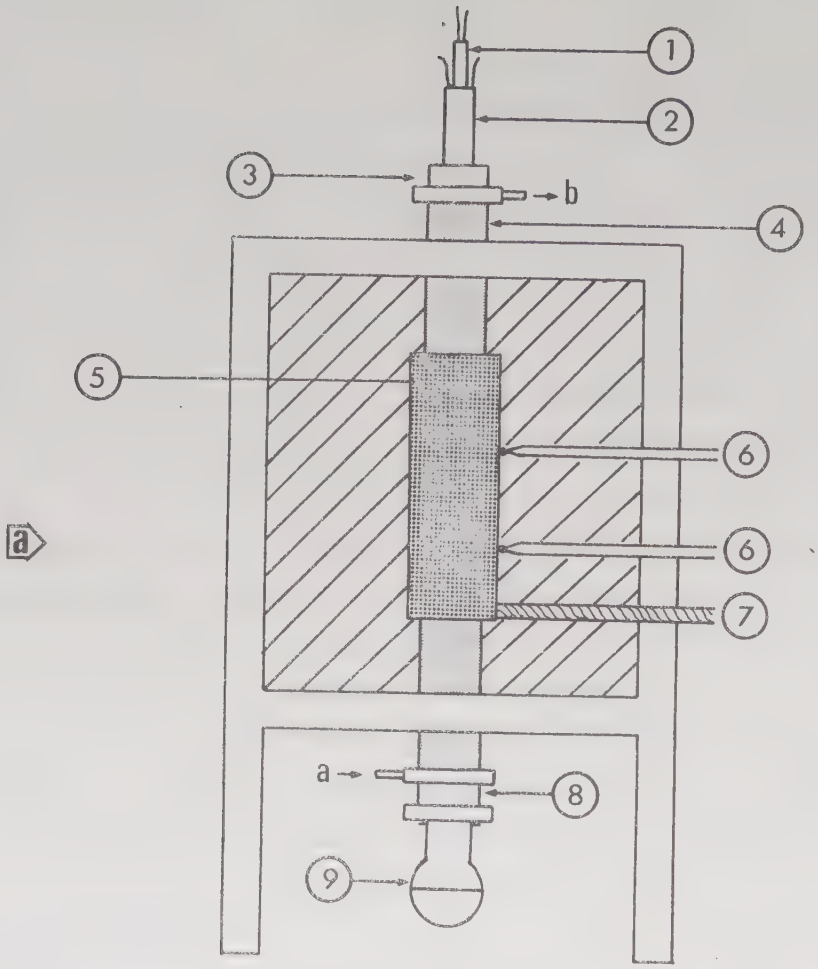
de $\gamma = 1$ et donc $p O_2 \equiv f O_2$

γ = coefficient de fugacité.

1) Le premier problème réside dans le contrôle des conditions physiques de l'essai : mesure et régulation précises de la température, contrôle de l'atmosphère. Dans le premier cas, des calibrages nombreux ainsi qu'un régulateur adapté permettent de limiter les imprécisions ; dans le second cas l'utilisation de mélanges gazeux du type CO_2-H_2, avec ou non un contrôle par sonde électro-chimique, ou de tampons internes, donnent des résultats satisfaisants.

2) Le maintien de la composition chimique globale initiale tout au long de l'expérience est le second problème. De nombreux travaux ont montré qu'il existe d'une part une réaction entre l'échantillon et la capsule métallique qui le contient, en particulier une perte en fer due à celle-ci, d'autre part une perte des composants volatils tels les alcalins. Pour limiter l'ampleur de ces phénomènes qui dépend étroitement des conditions expérimentales $f O_2$, T, t, il faut trouver la meilleure combinaison de ces variables (comme utiliser un temps très court à des températures hautes), utiliser des capsules inertes à la composition utilisée, ou avoir un rapport de masse échantillon/capsule très grand.

3) Le troisième problème enfin est celui de l'atteinte - ou non - de l'équilibre pour la composition X et de la représentativité des phases observées après la trempe. Ce sera une question de cinétique, sensible à la combinaison température-temps, mais aussi dépendant de la forme adoptée pour la composition X : poudre, gel, verre donneront des résultats différents. Quant à la trempe, aussi rapide que possible, elle donne néanmoins naissance quelquefois à des "quench phases", développées très rapidement lors de la trempe et absolument pas représentatives de l'équilibre recherché. On peut reconnaître ces artefacts grâce à leurs formes particulières, en aiguilles ou en dendrites.



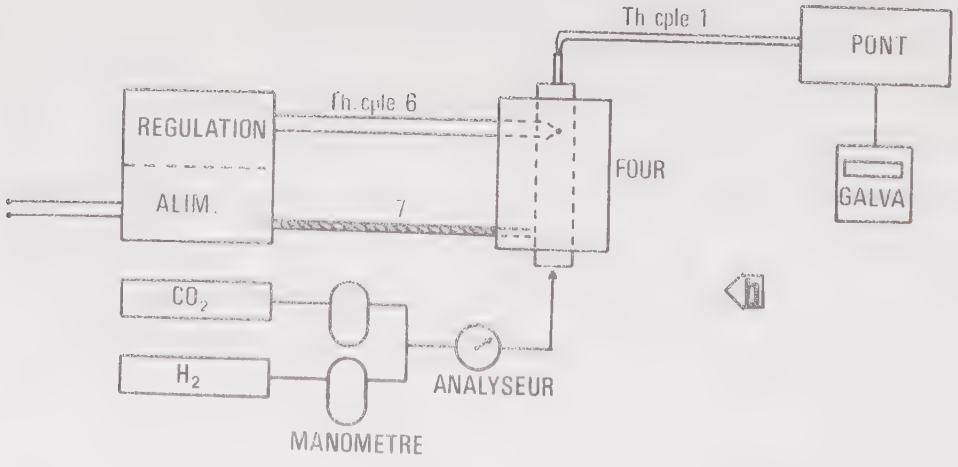


Figure 8 : a. Coupe schématique du four
b. Schéma d'ensemble de l'appareillage

1. thermocouple de mesure
2. sonde porte-échantillon
3. boitier métallique supérieur
4. tube interne en alumine
5. élément chauffant
6. thermocouples de régulation
7. alimentation élèctrique
8. boitier métallique inférieur
9. pot de trempe
a. sortie } du mélange gazeux
b. arrivée }

Ainsi, comme le montre cette brève revue, il existe des possibilités de réponse à chaque problème. Ces réponses, détaillées dans le paragraphe suivant, représentent un choix en partie subjectif, variable en fonction de la nature des résultats que l'on recherche, et réalisent un compromis entre toutes les exigences. Ce compromis repose, pour cet exposé, sur dix années de travail de recherche et de mise au point de M. O'Hara et de G.M. Biggar dans l'Atmospheric Pressure Laboratory de l'Université d'Edinburgh.

C - TECHNIQUES EXPERIMENTALES

1) Contrôle des paramètres physiques

a - Principe du four

Il s'agit d'un four à trempe vertical à résistance de platine. Il comporte :

- un élément chauffant, en platine, alimenté par un régulateur qui contrôle la température par l'intermédiaire d'un thermocouple Pt/Pt.Rh.13 % placé à mi-hauteur de l'élément.

Cet élément possède un profil thermique propre, variant avec la température et la composition de l'atmosphère dans le four. Ce profil est déterminé pour les conditions expérimentales afin de localiser le "point chaud", zone dans laquelle le gradient thermique est minimum (environ 1° C/cm)

- un tube interne, en alumine, étanche aux gaz.
- un dispositif de refroidissement à eau des extrémités du tube interne, constitué de 2 colliers de cuivre creux et servant à la fixation du pot de trempe en bas, de la sonde porte-échantillon en haut, à l'arrivée et à l'évacuation du mélange gazeux et à l'étanchéité de l'ensemble grâce à des joints toriques.
- un revêtement isolant en matériau réfractaire.

(figure 8)

b - Dispositif de mesure des températures

Les températures sont mesurées à l'intérieur du four grâce à un thermocouple calibré, en Pt/Pt.Rh. 13 % (thermocouple AS) relié à un potentiomètre et un galvanomètre permettant des mesures à ± 0.2µV , soit ± 0,14°C. Il est placé à l'intérieur de la sonde porte-échantillon, à l'abri de tout contact avec l'atmosphère du four afin d'éviter les pollutions, et son extrémité est à 1 cm des échantillons. (figure 9)

Ce thermocouple est calibré après chaque série de 3 manipulations, en utilisant, suivant le domaine de température où l'on travaille, les étalons suivants :

Silicate de lithium (L_2S) point de fusion	1207,9°C
Or (Au)	1064,5°C
Argent (Ag)	962°C

Pour chaque calibrage on cerne le point de fusion de l'étalon placé dans les mêmes conditions que les échantillons lors des expériences. On détermine alors une correction pour chaque substance, et une droite d'interpolation donne les corrections pour les températures intermédiaires.

c - Procédure de descente des échantillons dans le four.

Le porte-échantillon est placé au bas de la sonde porte-échantillon, puis descendu lentement par paliers de 20 mn tous les 5 cm, puis 1 h. pour les deux derniers cm, jusqu'au point chaud déterminé sur le thermoprofile. Cette procédure a pour but d'éviter une surchauffe qui serait provoquée par l'introduction rapide de la sonde froide dans le four. Le régulateur, pour rattraper alors ce brusque refroidissement, réagirait en augmentant la puissance débitée, dépassant le point de consigne puis revenant ensuite à la température correcte.

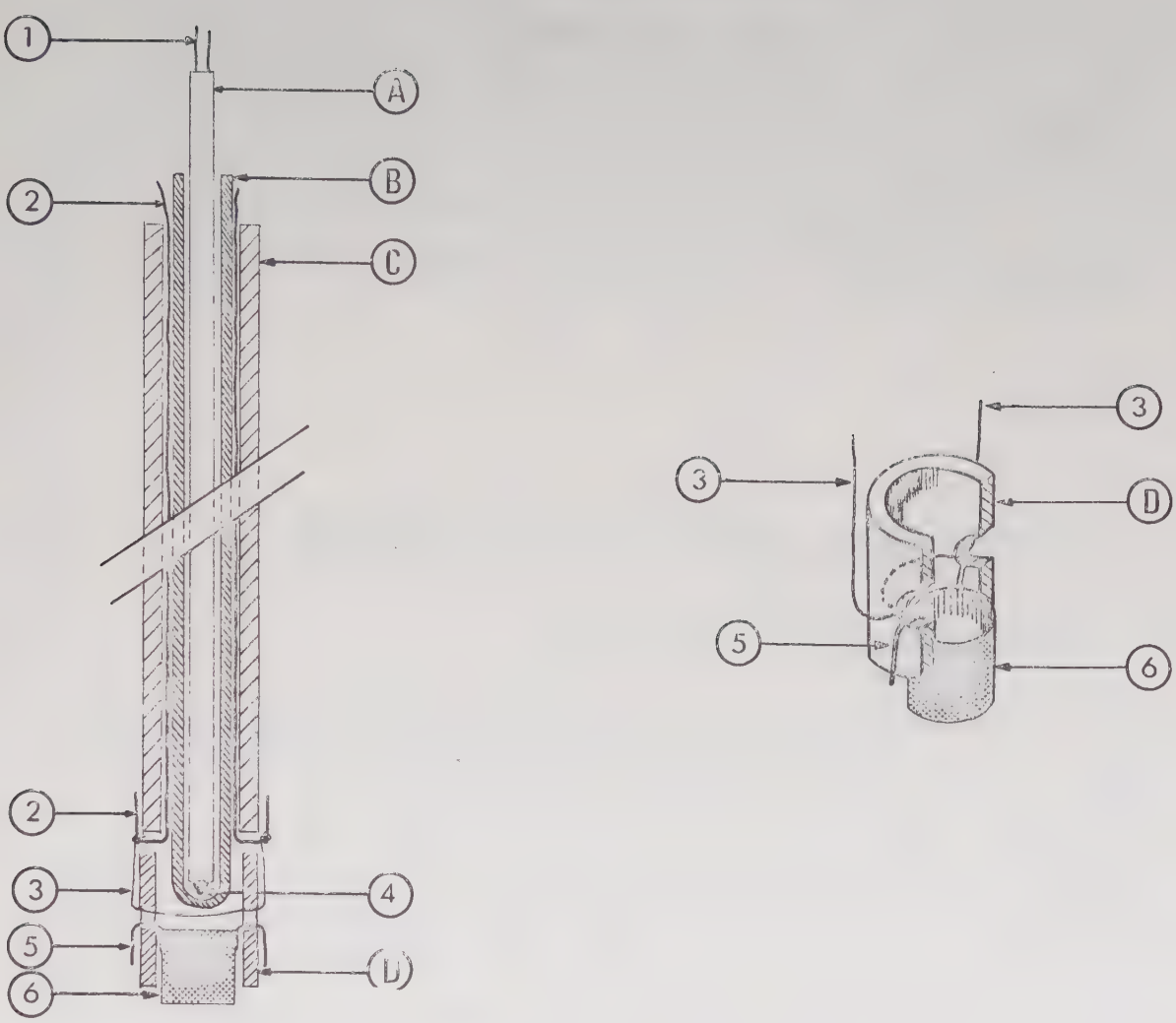


Figure 9 : Sonde porte-échantillon (coupe) et détail du porte-échantillon .

Pièces de Platine

1. fils du thermocouple
2. fil conducteur
3. fil de trempe
4. soudure chaude thermocouple
5. fil d'attache du creuset
6. creuset porte-échantillon

Pièces en Alumine

A. gaine du thermocouple
B. enveloppe externe de protection du thermocouple
C. tube externe de la sonde
D. anneau d'accrochage sonde-creuset

Cette brève surchauffe peut provoquer la fusion des calibrants de façon anormale, ou la disparition de phases stables à la température consignée mais dont la difficulté à se ré-nucléer inhibera la réapparition et conduira alors à des interprétations erronées.

Ce phénomène peut être grandement amorti en donnant au régulateur un temps de réponse très court.

d - Contrôle de la composition de l'atmosphère

Généralités

Le contrôle de la composition de l'atmosphère dans le four pour les études expérimentales de systèmes silicatés contenant du fer est fondamental. De nombreux travaux ont mis en lumière l'effet de la pression partielle d'oxygène sur la cristallisation des liquides magmatiques (Kennedy 1948, Muan 1958, Osborn 1959, Osborn et Roeder 1960, Hamilton et al. 1964, Fudali 1965, Roeder et Osborn 1966, Hamilton et Anderson 1970, Nesbitt et Hamilton 1970) effet qui joue sur le degré d'oxydation du fer, ce qui affecte les résultats normativement (Kennedy 1948, Yoder et Tilley 1962), sur l'ordre d'apparition des phases (Nesbitt et Hamilton 1970) la course d'évolution des liquides (Osborn 1959) et la stabilité parfois des container utilisés pour les échantillons (Biggar 1970).

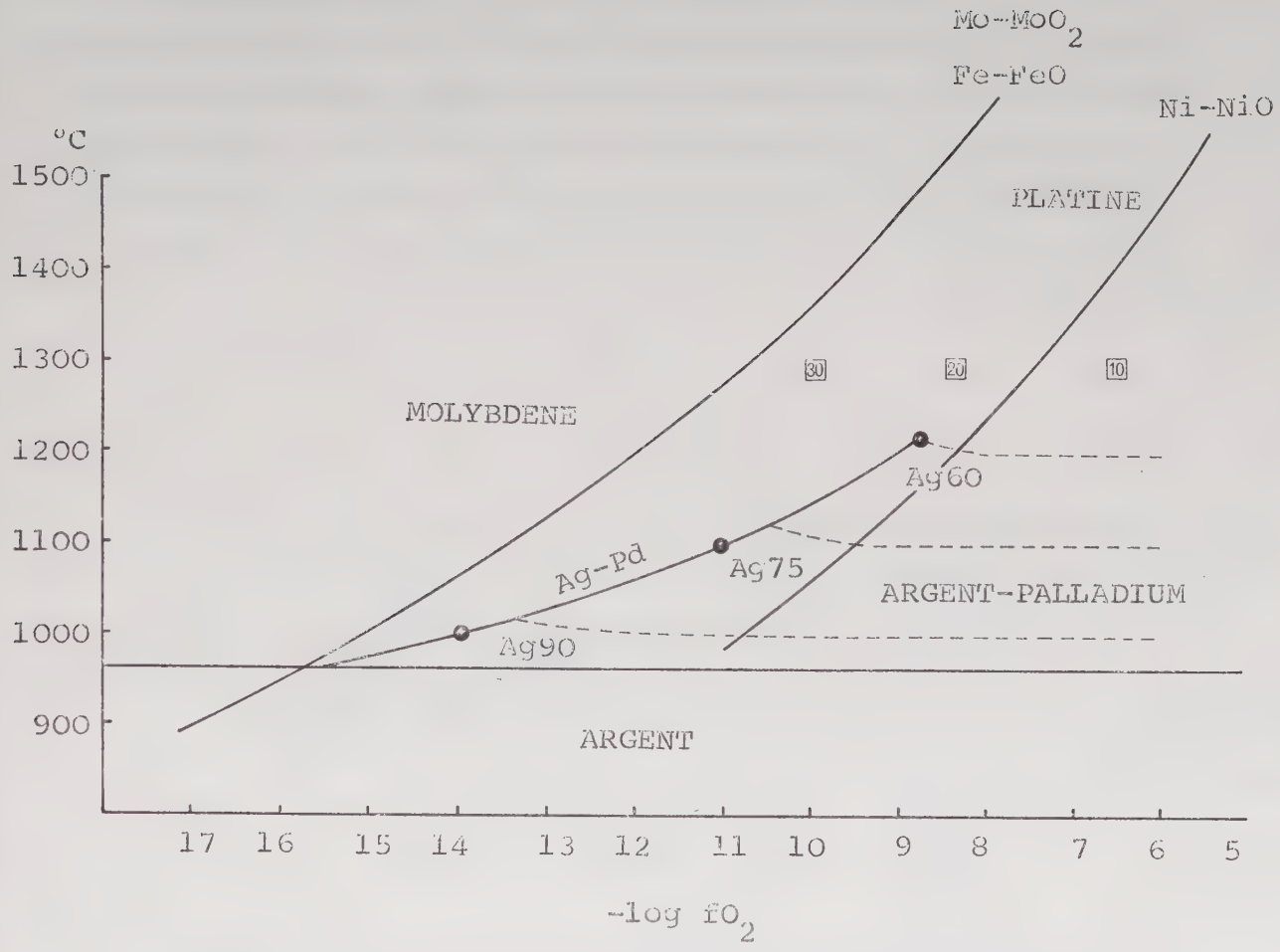


Figure 10 : Conditions d'utilisation de l'Argent (Ag), de l'Argent-Palladium (Ag-Pd) et du Platine (Pt) pour les containers.
Les chiffres dans les carrés indiquent la solubilité du Fer dans le Platine.
(d'après Biggar 1970)

Darken et Gurry (1945,1946) ont décrit la méthode des mélanges gazeux pour contrôler la fO_2. Le principe en est le mélange de deux gaz inertes, l'un se dissociant pour donner une quantité constante d'oxygène à la température fixée, l'autre se recombinant avec une partie de cet oxygène en fonction de sa teneur dans le mélange initial, donnant ainsi une fO_2 déterminée, que l'on peut varier en changeant les proportions du mélange. Nous avons utilisé un mélange CO_2/H_2, réalisé à l'aide de l'appareillage décrit dans la figure 11.

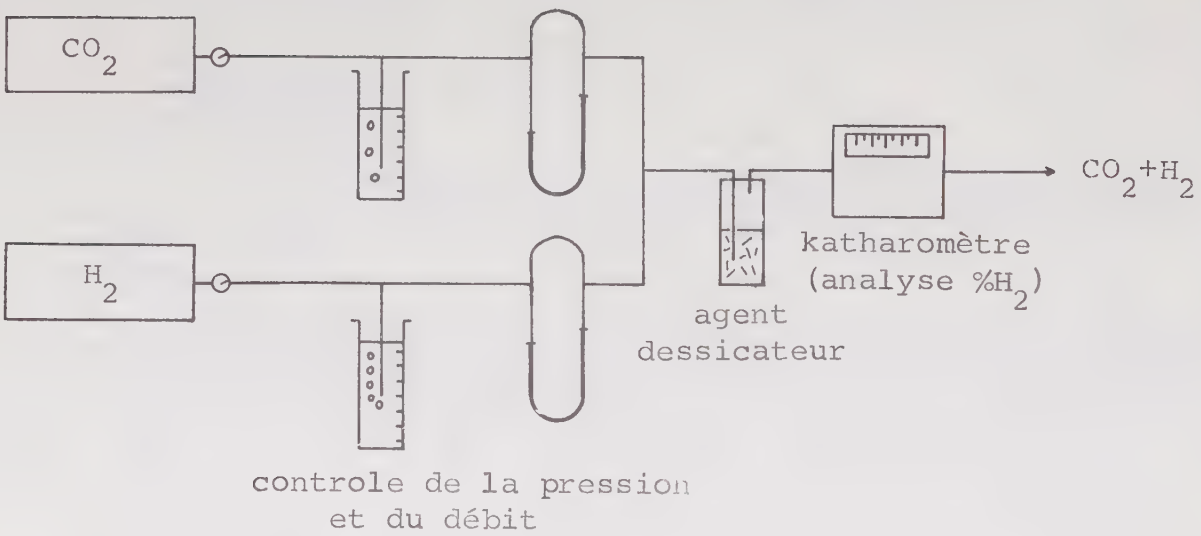


Figure 11 : Mélangeur de gaz

Calcul de la fO_2

Dans l'enceinte du four, le mélange CO_2/H_2 se rééquilibre à la température du four, en donnant du CO et de l'eau, suivant les réactions :

$$\begin{cases} 2\ CO_2 = 2\ CO + O_2 & (1) \\ 2\ H_2O = 2\ H_2 + O_2 & (2) \end{cases}$$

dont les constantes d'équilibre K_1 et K_2 s'écrivent :

$$K_1 = \frac{(pO_2)\,(pCO)}{(pCO_2)^2} \qquad K_2 = \frac{(pH_2)^2\,(pO_2)}{(pH_2O)^2}$$

La réaction globale peut s'écrire :

$$CO_2 + H_2 \rightleftharpoons CO + H_2O \qquad (3)$$

$$K_3 = \frac{(pCO)\,(pH_2O)}{(pCO_2)\,(pH_2)} \qquad (4)$$

On peut déduire la relation :

$$K_3 = \sqrt{\frac{K_1}{K_2}} \qquad (5)$$

K_1 et K_2 sont tabulés en fonction de la température par Darken et Gurry (1945) et permettent de calculer K_3, dont la connaissance est nécessaire pour calculer le taux de dissociation de CO_2 :

Si le mélange initial contient r % (vol) H_2 on peut écrire :

CO_2	+	H_2	$\rightleftharpoons$	CO	+	H_2O
(100-r-x)		(r-x)		x		x

c'est-à-dire que pour 100 moles totales (r moles H_2 et (100-r) moles CO_2) la réaction (3) aboutit à un équilibre entre x moles de CO, x moles H_2O produites par la dissociation et la réaction CO_2-H_2 et (100-r)-x moles de CO_2 et (r-x) moles de H_2.

Si l'on admet que ces gaz se comportent en gaz parfaits, approximation justifiée dans le domaine de haute température et basse pression où l'on travaille, la fugacité d'un composant peut être exprimée comme son pourcentage molaire ou volumique dans le mélange. On peut donc écrire K_3 sous la forme :

$$K_3 = \frac{x^2}{(100-r-x)\,(r-x)} \qquad (6)$$

d'où l'on tire x , connaissant K_3 à partir de (4).

En revenant maintenant à l'équation (1) de dissociation du CO_2 :

$$\underset{(100-r-x)}{2\ CO_2} \rightleftharpoons \underset{x}{2\ CO} + O_2$$

on peut écrire :

$$K_1 = \frac{(x)^2 (pO_2)}{(100-r-x)^2} \qquad (7)$$

et donc $$pO_2 = K_1 \frac{(100-r-x)^2}{x^2} \qquad (8)$$

Ce calcul initial (Biggar 1969) n'est cependant pas satisfaisant pour des mélanges à faible teneur en H_2, et donne à haute température des valeurs impossibles de pO_2 (supérieures à 1 atmosphère) pour $0 < \%\ H_2 < 1$.

Ces aberrations viennent du fait que dans ces conditions la dissociation du CO_2 seul - réaction (1) - contribue pour une part importante à la formation de CO, en plus de celui formé par réaction avec H_2 selon (3).

Soit y la teneur en CO provenant de CO_2 seul :

$$\underset{(100-r-x-y)}{CO_2} + \underset{(r-x)}{H_2} \rightleftharpoons \underset{(x+y)}{CO} + \underset{x}{H_2O} \qquad (3)'$$

avec $$K_3 = \frac{(x+y)\,x}{(100-r-x-y)\,(r-x)}$$

y est connu (donnée des tables thermodynamiques) pour chaque température et permet alors de tirer la nouvelle valeur de x . On en déduit alors :

$$pO_2 = K_1 \frac{(100-r-x-y)^2}{(x+y)^2}$$

De plus, du fait du montage expérimental (arrivée du mélange gazeux proche du pot de trempe contenant de l'eau), les gaz tendent à contenir une certaine quantité q de vapeur d'eau. Afin de déterminer l'effet de q sur pO_2, on a introduit cette teneur en eau dans l'équation (6), en réduisant les teneurs en CO_2 et H_2 proportionnellement, afin de garder un total de 100 moles, avec un facteur Q

$$Q = \frac{100-q}{100}$$

Le mélange initial contient donc, pour 100 moles,

q moles H_2O

$Q(100-r)$ moles CO_2

Qr moles H_2

On écrit donc :

$$\underset{Q(100-r)-x}{CO_2} + \underset{(Qr-x)}{H_2} \rightleftharpoons \underset{x}{CO} + \underset{(x+q)}{H_2O} \qquad (3)''$$

$$K_3 = \frac{x(x+q)}{(Q(100-r)-x)(Qr-x)}$$

Pour des valeurs q supérieures à 10 % le changement maximum consécutif de pO_2 est de $10^{-0,04}$, ce qui est insignifiant. (Biggar 1972).

L'erreur de lecture des manomètres quant à elle induit une erreur sur la composition du mélange, et donc le calcul de pO_2, de l'ordre de $\pm\ 10^{-0,03}$ (Humphries 1975)

Calibrages en fO_2

Un certain nombre de facteurs peuvent introduire une erreur ou une imprécision sur la valeur de fO_2 produite par un mélange gazeux donné dans des conditions expérimentales déterminées. Il peut aussi exister dans l'enceinte du four des gradients de fO_2. Biggar (1974) et Haebner (1975) donnent quelques résultats sur l'étude de ces paramètres tels que l'influence de la température, du mélange et du débit de gaz, de la position del'échantillon dans le four.

Les erreurs ou imprécisions sur la fO_2 peuvent provenir en particulier :

- d'un déséquilibre cinétique : le mélange gazeux n'a pas le temps de se rééquilibrer à la température de l'échantillon. Ce déséquilibre s'accroît quand la température diminue ou quand le débit augmente.
- d'une diffusion thermique différentielle : pour les mélanges CO_2-H_2, en effet, CO_2 tend à migrer vers les parties froides, H_2 vers les parties chaudes. Le déséquilibre qui en résulte augmente quand la température augmente et quand le débit diminue.

Ces données sont obtenues en utilisant une cellule électro-chimique pour mesurer les fO_2. Il existe, comme on peut s'en rendre compte par ce qui précède, des relations complexes entre composition gazeuse, température, débit.

Afin toutefois d'approcher la valeur réelle de fO_2 dans les conditions expérimentales, nous avons utilisé des réactions univariantes du type :

$$Fe \rightleftharpoons FeO \ , \qquad Ni \rightleftharpoons NiO \ ,$$

Lors des fusions, un mélange de Ni et NiO en poudre est placé dans un tube de nickel avec les échantillons. La détermination du produit permet de tester la validité du calcul préalable que l'on fait afin de connaître, pour la fO_2 voulue, le pourcentage d'hydrogène à utiliser.

Les résultats sont reportés dans le tableau 4.

. D'une manière générale, il y a un bon accord entre calcul et résultat expérimental, d'autant meilleur que la température est plus forte.

2) Maintien de la composition chimique initiale des échantillons en cours d'essai.

Les échantillons sont placés dans des containers, petits tubes de métal dont la nature dépend des conditions expérimentales. En effet, selon température et fO_2, le container peut réagir avec l'échantillon, y occasionnant en particulier une perte en fer plus ou moins importante. Afin de minimiser cet effet, un certain nombre de travaux (Muan 1963, Biggar 1970) ont établi des domaines d'utilisation pour divers matériaux, comme le montre la figure 10.
On peut ajouter que :

. la solubilité du fer dans l'argent, inférieure à 0,13 % (Gibson et Hume-Rothery, 1958) fait de ce dernier un bon matériel. Cependant son point de fusion relativement bas (962°C) en limite l'usage.

. les pertes en fer avec les alliages argent-palladium augmentent quand la teneur en palladium de l'alliage augmente.

. Le platine "pompe" le fer très rapidement à basse fO_2, avec des pertes mesurées pouvant dépasser dans certaines conditions 50 % de la teneur initiale.

. l'or fond assez bas et donne aussi des pertes sensibles en fer.

. le molybdène est très satisfaisant à faible fO_2 (Biggar 1970)

Nous avons utilisé le molybdène pour les fusions à faible fO_2 (Fe/FeO), l'Ag_{70} Pd_{30} dans les autres cas pour les températures inférieures à 1140°C, le platine au-dessus de 1140°C.

3) Atteinte de l'équilibre. Trempe.

a - Durée des essais

Les 2 critères qui guident le choix dans la détermination du temps de fusion sont la perte d'éléments (fer et alcalins) et l'approche de l'équilibre au sein des échantillons.

Fudali (1965) estime à 36-48 h le temps nécessaire à rééquilibrer des échantillons naturels à 1200°C à log $fO_2 = 10^{-6}$ atm, tandis que Presnall (1966) approche l'équilibre en 3 h et que Humphries (1975) obtient des résultats identiques pour des fusions de 5 ou 18h. Thompson (1975) présente des résultats à 1100°C selon lesquels 3 à 5 jours sont nécessaires à l'approche de l'équilibre en ce qui concerne FeO (teneurs invariantes).

Cependant, il ne suit pas ses résultats et utilise des temps plus courts en "compromis" afin de limiter les pertes en fer.

Dans notre cas, des fusions-tests de 5 h, 10 h et 24h dans les mêmes conditions n'ont montré aucun changement dans la minéralogie obtenue. D'autre part, l'expérience acquise par les chercheurs d'Edinburgh montre que 5 h sont suffisantes à un échantillon pour se ré-équilibrer moyennant la présence de 40 à 50 % de liquide. C'est donc ce temps de 5 h qui a été suivi.

b - Préparation des échantillons

Chaque roche est finement broyée, de façon à ce que la taille des éléments soit inférieure à 20 μ (mesure optique). Les grains de tailles supérieures en effet demandent des temps plus longs de fusion. Ils auront tendance à ne se rééquilibrer qu'à leur périphérie avec le liquide formé, faussant l'approche de l'état d'équilibre réel recherché.

L'utilisation d'un verre formé à partir du matériel d'origine pose des problèmes du fait de la difficulté pour certaines phases comme les plagioclases à renucléer (Schairer 1959, Biggar et O'Hara 1972)

c - Trempe et produits obtenus

A la fin del'essai, les échantillons sont brutalement plongés dans l'eau en rompant, grâce à un courant électrique, le fil de platine qui lie la capsule portant les tubes à la sonde porte-échantillon (figure 9).

Après cette trempe et un broyage grossier, les échantillons sont examinésau microscope montés dans des liqueurs d'indice connu. Les critères d'identification sont : l'indice de refraction, l'habitus, la birefringence (en tenant compte de l'épaisseur variable des grains), l'angle d'extinction, les macles. L'utilisation des rayons X est limitée par la nécessité d'avoir 10 à 15 % de cristaux d'une même phase pour la détecter.

Certaines déterminations douteuses ont été contrôlées à la microsonde électronique tant à Edinburgh qu'à Orsay.

. l'Olivine, se présente le plus souvent sous une forme globuleuse caractéristique, mais est parfaitement automorphe dans les basaltes G 495 et CH 48, a une extinction droite, fort relief et birefringence élevée.

. le Clinopyroxène est automorphe, en cristaux trapus, à fort relief, une extinction oblique et un relief plus faible que l'Olivine. Quelques macles ont été observées.

. le feldspath est généralement très petit (2 à 5μ), en glubules ou tablettes, rarement maclé, avec un faible relief, faible birefringence.

. le spinelle, rare, est très petit (2 à 5 μ) automorphe en double pyramide collée par la base, vert pâle à brun, avec un fort relief.

Ces phases sont celles qui ont cristallisé à l'équilibre. On peut cependant observer dans certains cas des cristaux dendritiques ou en aiguilles caractéristiques de minéraux qui ont poussé très rapidement lors de la trempe, dans des conditions de déséquilibre, et dont on ne peut tenir compte pour les interprétations. Il en est de même des reliques, résidus provenant de cristaux originels partiellement non fondus, et souvent sans forme précise mais plutôt en éclats. (cf. planches 3 à 6)

CHAPITRE III - EFFETS DES CONDITIONS EXPERIMENTALES SUR LES RESULTATS -

La validité des mesures effectuées lors de nos expériences, et donc des interprétations que nous pouvons en tirer, est étroitement liée à l'écart qui existait entre conditions "idéales" et conditions effectives de nos expériences (cf. chapitre précédent). Cependant l'évaluation quantitative et même qualitative de cet écart n'est possible qu'après expériences, car elles s'appuient sur les analyses des produits synthétisés. Nous pourrons ainsi mesurer a posteriori les pertes en éléments pour estimer le maintien des compositions initiales et l'homogénéité des phases, pour tester l'atteinte de l'équilibre. Par référence à certains travaux de la bibliographie, nous pourrons alors discuter l'effet de ces facteurs sur nos résultats, ainsi que l'effet des conditions de pression atmosphérique et pression sèche qui régnaient lors des fusions.

A la lumière de cette discussion, le domaine de confiance de nos résultats étant établi, il sera possible d'avancer mesures et interprétations dans un cadre mieux défini.

Cette discussion s'appuiera sur des analyses microsonde des produits du Boïna qui procure une illustration assez correcte de tous les phénomènes.

A - CONTROLE DU MAINTIEN DES COMPOSITIONS INITIALES

1- Pertes en fer

Nous avons regroupé dans le tableau 3 les pertes en fer calculées à partir des analyses des verres formés au-dessus du liquidus, donc représentant en théorie la composition initiale (analyses données dans le tableau 8).

Les pertes en FeO sont importantes à haute température et en atmosphère peu oxydante, liées principalement au fait que nous avons utilisé du platine dans ces conditions. A basse température et avec l'utilisation de l'alliage $Ag_{70}Pd_{30}$ les pertes sont minimes. Elles ont donc affecté nos résultats dans la gamme 1160-1250°C. Il faut souligner que ces pertes résultent intrinsèquement des conditions expérimentales, et que, dans le domaine où nous avons travaillé, de nombreux chercheurs ont rencontré le même problème (Progress in Experimental Petrology, third report NERC à paraître)

Au niveau des analyses que nous avons faites des différentes phases, les conséquences décelables en sont assez minimes et se résument à la cristallisation d'une olivine plus magnésienne dans le G 495. Si les calculs que nous détaillons au paragraphe IV B montrent que le changement de composition globale du liquide est sans effet sur la température de l'olivine qui cristallise, l'appauvrissement en fer du système fera apparaître le pyroxène de façon précoce et donc à plus haute température. Ceci ressort de la figure 12 qui reprend le diagramme SiO_2 - FeO - MgO de Bowen et Schairer (1935) et sur laquelle nous avons reporté les compositions des olivines naturelles et synthétiques et les compositions globales. Du fait que nous travaillons dans un système naturel complexe, ces dernières se placent dans le champ de la cristoballite ce qui est un artifice, néanmoins nous utiliserons les points correspondants pour définir la course de cristallisation

Echantillon	Temp. ° C	durée (h)	cont.	fO_2	% FeO* initial	final	% recouvré
G 495 (basalte)	1269	5	Pt	Ni/NiO	10.96	5.17	47.2
	1251	5	Pt	0,2% H_2	"	8.24	75.2
	1237 (1)	5	Pt	Ni/NiO	"	7.45	68
S 46 (Ferrobasalte)	1202	5	Pt	0.2% H_2	17.64	11.41	64.7
	1160 (2)	5	Pt	Ni/NiO	"	10.83	61.4
D 214	1160	5	Pt	Ni/NiO	9.75	6.17	63.3
D 236 (oversat trachyte)	1142	5	Ag_{70}	Ni/NiO	8.62	7.94	92.1
D 227 (pantellerite)	1142	5	Ag_{70}	Ni/NiO	6.49	5.37	82.7

(1) Ol présente

(2) plagio présent

Tableau 3 : pertes en fer pour les différentes compositions (série du Bofna) en fonction des conditions expérimentales.
Analyses : microsonde Edinburgh.

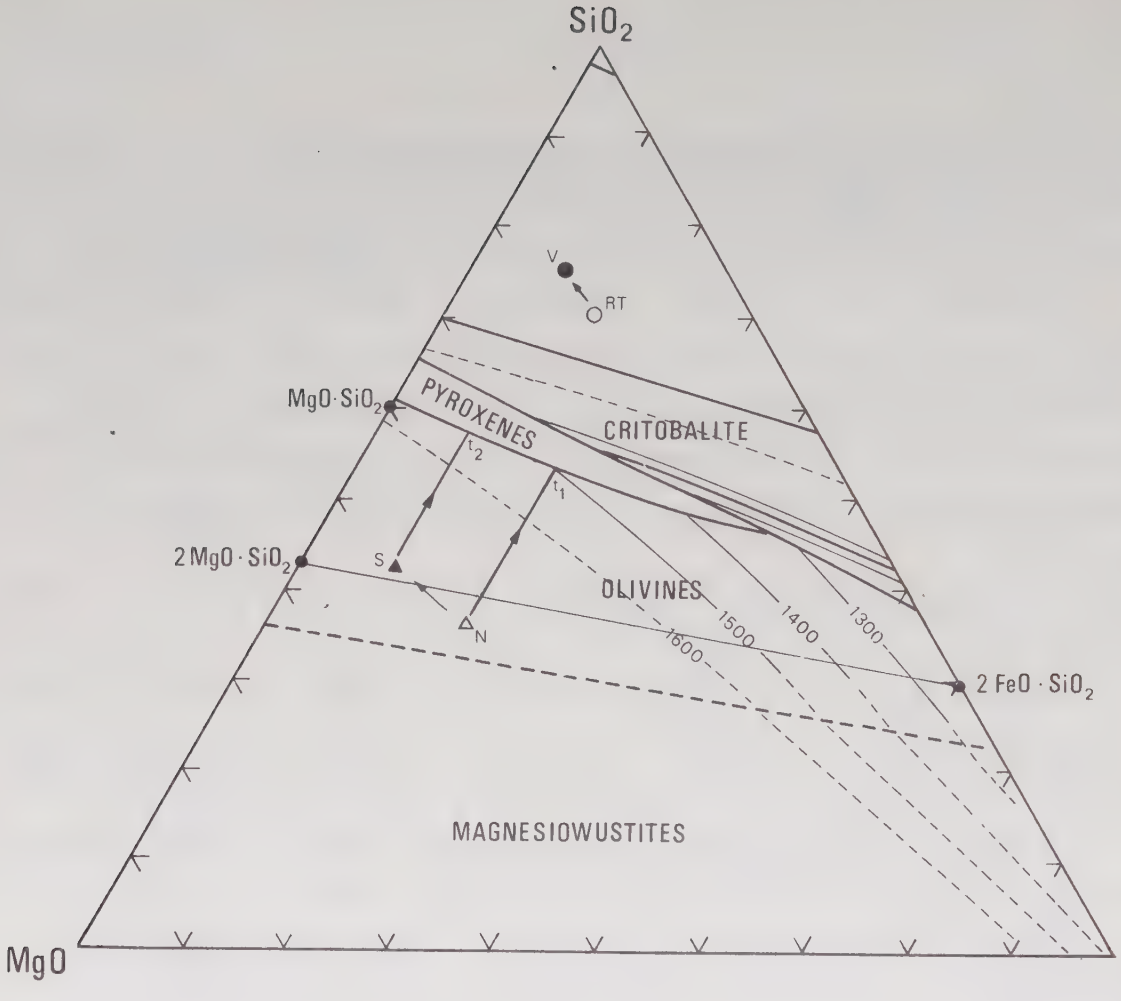


Figure 12 : Diagramme SiO_2 - FeO - MgO (d'après BOWEN et SCHAIRER 1935) illustrant l'effet des pertes en fer lors des fusions sur la cristallisation du basalte de Boina G 495.

La roche naturelle, de composition RT, est en équilibre avec l'olivine de composition N. Les pertes en fer déplacent ces compositions depuis le pôle FeO vers le joint SiO_2 - MgO, respectivement en V et en S.

D'autre part, si nous traçons les chemins de cristallisation (simplifiés à une séparation d'olivine de composition constante) à partir des points N et S, nous constatons que la température d'apparition du pyroxène passe de t_1 (environ 1500°C) à t_2 (environ 1540°C).

Ce diagramme montre donc

+ le déplacement des compositons
+ l'apparition à plus haute température, et donc plus précoce lors du refroidissement, du pyroxène,

conséquences des pertes en fer durant les fusions à haute température.

Nous pouvons alors constater qu'après un domaine relativement identique de précipitation d'olivine, le champ du pyroxène est atteint à une température supérieure d'environ 30 à 40° lorsque la composition initiale est déplacée depuis le pôle FeO vers le joint MgO - SiO_2.

Sur D 214 la comparaison des analyses des phases minérales naturelles et synthétiques montre une étroite similitude, indiquant une constance de la composition initiale correcte. Ces phases sont apparues dans les fusions à des températures inférieures à 1160°C. Il en est de même pour les trois autres specimens les plus évolués, où les analyses des minéraux confirment des pertes négligeables.

2 - Volatilisation des alcalins

Les analyses montrent que celle-ci est faible et pratiquement négligeable, les teneurs parfois un peu basses en sodium provenant de volatilisation sous la sonde du fait des conditions d'analyses.

3 - Atteinte de l'équilibre

Les analyses de tous les verres listées dans le tableau 8 représentent pour chacune la moyenne de plusieurs points. La remarquable homogénéité de ceux-ci est un bon argument pour assurer que l'équilibre était approché d'assez près.

Les minéraux observés et ceux analysés n'ont quant à eux jamais présenté de zonage et semblent avoir poussé en "équilibre" avec les liquides. La rareté des phases dues à la trempe, quelques oxydes dendritiques, atteste de l'efficacité de celle-ci.

B - EFFETS DES CONDITIONS ANHYDRE ET DE BASSE PRESSION

La discussion sur ces effets peut s'étendre à l'Erta Ale dans la mesure où elle ne s'appuie pas spécifiquement sur des analyses mais sur des problèmes de conditions expérimentales, et que celles-ci ont été identiques pour les échantillons du Boïna et de l'Erta'Ale.

1- Données expérimentales

Un certain nombre de travaux expérimentaux sur dessystèmes basaltiques naturels ont été réalisés dans des conditions de pression, pH_2O et fO_2 variables, permettant ainsi d'évaluer la sensibilité des champs de stabilité des minéraux à ces paramètres. Yoder et Tilley (1962) et Nesbitt et Hamilton (1970) ont étudié dans diverses conditions le même basalte alcalin d'Hawaï. Leurs résultats sont en figure 13, et le schéma suivant (figure 14) en synthétise l'essentiel, à savoir que :

- une variation de fO_2 (dans le domaine considéré), d'après les courbes YT2 et S, ne différencie pas les silicates mais abaisse considérablement les opaques.
- la pression d'eau, d'après les courbes D et S, affecte surtout opaques et plagioclases, très peu et de façon similaire pyroxène et olivine.
- la combinaison pression sèche + eau, d'après YT 1 et YT 2, par référence aux observations précédentes sur pH_2O, montre que la pression sèche (2 kb) touche là encore le plagioclase, olivine + pyroxène de façon assez sensible.

Sur une tholéiite d'Hawaï, Yoder et Tilley (1962) font des observations similaires concernant le rôle de la pression sèche et pression d'eau. Cependant, Holloway et Burnham (1971) sur cette même roche, substituant à une pression d'eau totale une pression d'eau partielle et à fO_2 NiNiO, observent des températures plus élevées d'environ 100°C à 2 kb.

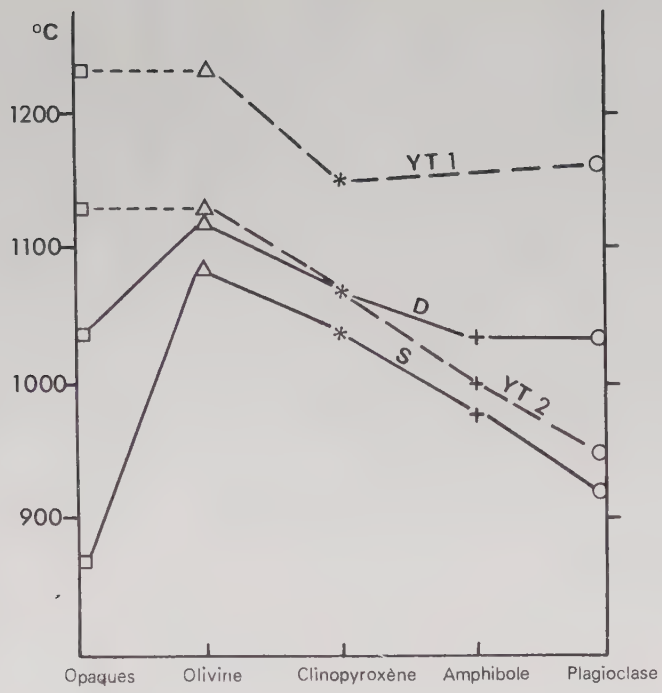


Fig.13 : Ordre d'apparition des minéraux en fonction des conditions expérimentales dans un basalte alcalin d'Hawaii.
YT 1= à 1 atm. de pression sèche
YT 2= à 2 kb de pression d'eau
fO_2 non contrôlée (YODER et TILLEY, 1962)

D= à 2 kb de pression sèche
S= à 2 kb de pression d'eau
fO_2 controlée par QFM. (NESBITT et HAMILTON, 1970)

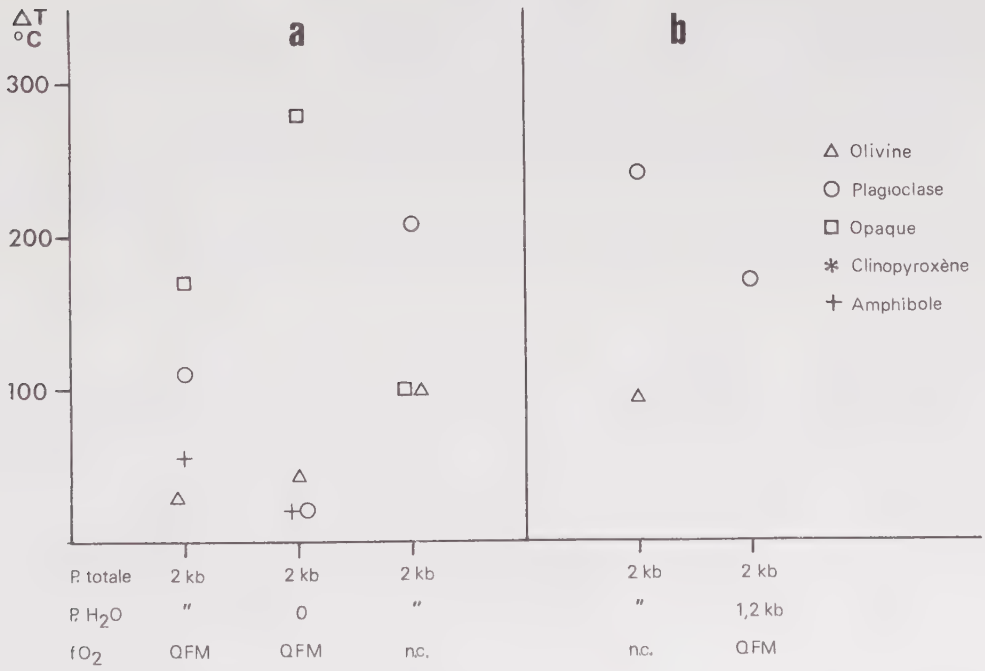


Fig.14 : Variations comparées des températures de stabilité des minéraux en fonction des conditions expérimentales. Les t sont calculés par rapport aux temp.mesurées à 1 atm.
a - Dans un basalte alcalin d'Hawaii. b- Dans une tholéiite d'Hawaii.
(d'après YODER et TILLEY, 1962, NESBITT et HAMILTON, 1970, HOLLOWAY et BURNHAM, 1971)

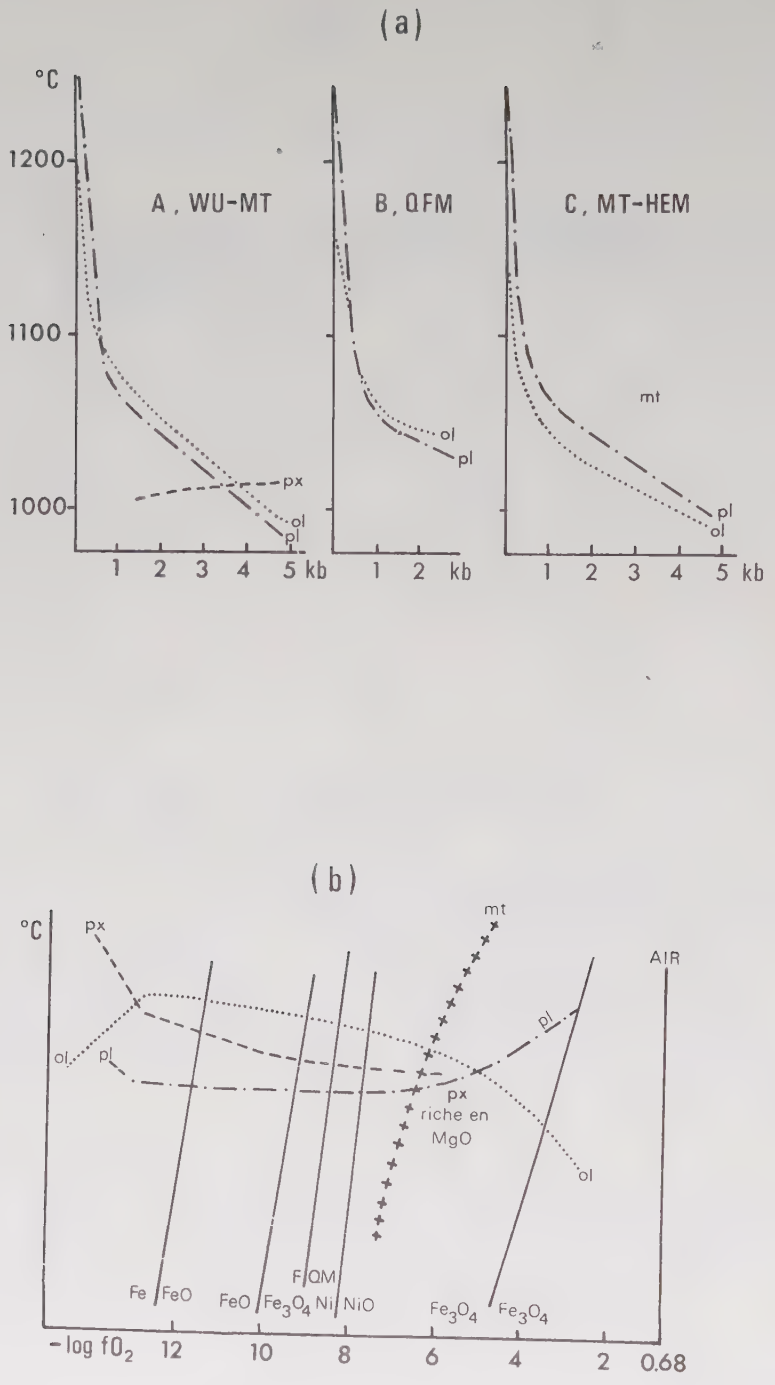


Figure 15 a- Ordre de cristallisation d'un échantillon du Michikamau (norite) en présence de 10% d'eau en fonction de la pression et de la fO_2.
A. fO_2 tamponnée par wûstite-magnétite,
B. fO_2 tamponnée par quartz-fayalite-magnétite,
C. fO_2 tamponnée par magnétite-hématite.
b- Comportement d'une compositon basaltique moyenne à 1 atm. et sous différentes fO_2.

(d'après BIGGAR 1974)

Si l'on considère que le rôle de fO_2 est faible, comme nous l'avons vu, ceci souligne le contrôle qu'exerce la pression d'eau sur les températures d'équilibre minéralogique, tout en modérant quantitativement les effets.

Biggar (1974) montre également, sur une norite du Michikamau, que la pression d'eau abaisse fortement les températures du plagioclase ($>$100°C pour 0.5 kb) et aussi dans ce cas de l'olivine. Il observe aussi une inversion d'ordre plagioclase-olivine pour des pressions de 0.5 à 1 kb à faible fO_2, inversion non observée à forte fO_2 même à 5 kb (fig. 15a). Cecipeut être rapproché avec les observations du même auteur sur le comportement d'un basalte moyen à 1 atm en fonction de fO_2 (fig. 15b), montrant que si effectivement la fO_2 est sans influence sur les silicates dans un certain rang de valeurs, dans des conditions oxydantes celle-ci amène le plagioclase au liquidus.

2- Application aux résultats de l'étude

L'ensemble des travaux qui viennent d'être rapidement examinés suggère que dans l'absolu les températures obtenues sur Bofina et Erta'Ale et reportées dans les figures 17 18 21 22 sont exagérées par les conditions expérimentales.

Il convient cependant de souligner les points suivants :

. la fO_2 était contrôlée et connue, et ses effets donc directement mesurables dans nos résultats sont en accord avec la littérature.

. pH_2O et p tot. nous l'avons vu vont donc abaisser l'ensemble des résultats, ce qui en fait n'est guère gênant lorsque l'on travaille sur plusieurs roches dans une série ou sur deux séries comparées, à condition que tous les minéraux y soient également sensibles, ce qui n'est pas vrai. Ces deux facteurs vont distinguer opaques et plagioclases surtout abaissant leurs températures de stabilité, différentiellement par rapport à l'olivine et au pyroxène.

Si maintenant nous nous référons aux séries naturelles du Boïna et de l'Erta'Ale, nous pouvons faire les remarques suivantes :

. l'absence d'amphiboles donne une pression d'eau limite à environ 1,5 kb (Yoder et Tilley 1962) et la cristallisation précoce du plagioclase par rapport à la magnétite, par extrapolation des résultats de Holloway et Burnham (1971) indiquerait une pression d'eau inférieure à 0,6 kb.

. les opaques très tardifs dans ces conditions traduiraient donc une très faible fO_2, facteur auquel ils sont le plus sensibles.

. l'apparition précoce dans la série des plagioclases dominant par rapport à l'olivine, au stade des basaltes à andesine, est également un argument pour la pauvreté en eau de ces séries.

C - CONCLUSIONS

Les pertes en fer ont été sensibles dans un domaine assez restreint, et leurs effets limités à une modification de composition des olivines et à une apparition du pyroxène à plus forte température.

Les conditions anhydres etde faible pression supposées pour les séries naturelles sur la base des arguments cités ci-dessus permettent d'estimer que ces deux paramètres n'ont pas introduit de distorsion importante dans nos résultats, les interprétations que nous en ferons au paragraphe suivant le soulignent à nouveau, et donc de regarder avec confiance l'ensemble des données que nous apportons.

CHAPITRE IV - RESULTATS ET INTERPRETATIONS

La figure 16 et le tableau 4 précisent pour chaque fusion les conditions expérimentales. Les essais sur Fe-FeO n'ont pas été retenus pour ce qui suit, n'ayant été faits qu'à titre indicatif.

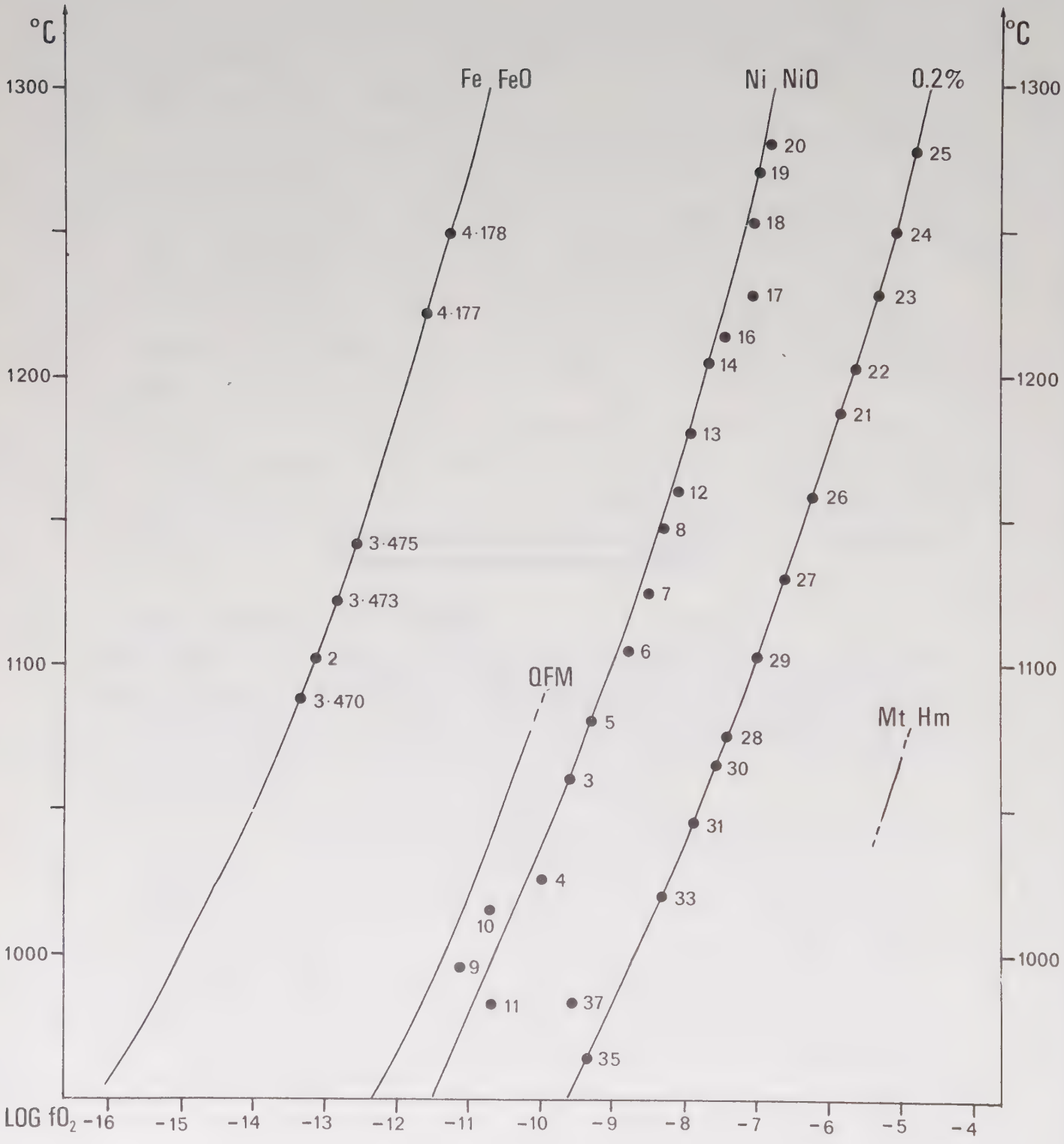


FIGURE 16: CONDITIONS EXPERIMENTALES

Les courbes Fe-FeO, QFM, Ni-NiO et Mt-Hm représentent les assemblages tampons. La courbe 0.2% H_2 donne la relation fO_2-température pour un mélange de 0.2% H_2 dans le CO_2.

Les points correspondent aux fusions référencées dans le tableau 4 et les figures 17, 18, 21 et 22.

N° de réf.	Durée (heures)	Temp. (°C)	$\%H_2$	contrôle atm	fO_2	Observations
Calib	2	———	1,8	Ni	———	Au liq.
Calib	4	———	1,65	Ni+NiO	———	Au sol.
Calib	12	———	1,50	Ni+NiO	———	Au liq.
Calib	6	———	1,40	Ni+NiO	———	Au sol.
3	5	1059,3	1,50	Ni+NiO	-9,43	———
4	5	1026,0	1,50	Ni	-9,99	———
5	5	1080,0	1,60	Ni+NiO	-9,15	———
Calib	10	———	1,80	Ni	———	Au sol.
6	5	1105,1	1,60	———	-8,76	———
7	5	1125,8	1,75	NiO	-8,53	———
8	5	1147,0	2,00	———	-8,33	———
Calib	10	———	1,35	NiO	———	Au liq.
Calib	3	———	———	Ni	———	Au sol.
9	5	996,4	3,00	———	-11,14	———
10	5	1014,0	2,60	Ni	-10,69	———
11	5	982,3	1,35	———	-10,69	———

Tableau 4 : Conditions expérimentales (Ni-NiO)

N° de réf.	Durée	Temp .(°C)	$\%H_2$	Contrôle atm.	fO_2 calculée	Observations
Calib	2	____	1,70	NiO	____	Au sol.
Calib.	9	____	1,80	Ni	____	Au liq.
Calib	2	____	1,70	Ni+NiO	____	Au sol.
12	5	1161,2	1,00	____	-8,13	_____
13	5	1179,8	2,10	_____	-7,91	_____
14	5	1205,5	2,30	_____	-7,65	_____
Calib	2	_____	1,60	Ni+NiO	____	Au liq.
Calib	8	_____	1,60	NiO	_____	Au sol.
Calib	2	_____	2,20	Ni+NiO	_____	L_2S sol.
Calib.+15	9	1210,7	2,00	Ni+NiO	_____	L_2S liq.
16	5	1213,0	2,10	_____	-7,46	_____
17	5	1237,0	1,80	NiO	-7,02	_____
18	5	1253,0	2,30	_____	-7,03	_____
Calib	13	_____	1,90	NiO	_____	L_2S sol.
19	5	1269,0	2,60	Ni+NiO	-6,95	_____
20	10	1278,5	2,90	Ni+NiO	-6,83	_____

Tableau 4 (suite) : Conditions expérimentales (Ni-NiO).

N° Réf.	Durée	Temp. corrigée (°C)	% H_2	log10pH_2O	Observations
21	5	1185,4	0,2	-5,86	
Calib+22	5	1202,7	0,2	-5,63	L_2S sol.
23	5	1228,6	0,2	-5,32	
24	6	1251,4	0,2	-5,07	
25	5	1276,5	0,2	-4,81	
26	5	1158,6	0,2	-6,20	
27	5	1130,4	0,2	-6,60	
Calib+28	6	1075,4	0,2	-7,43	Au liq.
29	5	1101,9	0,2	-7,00	
Calib+30	5	1065,5	0,2	-7,59	Au liq.
Calib	2	1064,4	0,2	-7,59	Au sol.
31	5	1044,2	0,2	-7,93	
32	12	908	CO_2pur	-5,49	
33	5	1020,7	0,2	-8,33	
34	24	845	CO_2pur	-5,96	
Calib+35	5	963,6	0,2	-9,37	Ag liq.
Calib	2	959,7	0,2	-9,44	Ag sol.
Calib+36	5	1066,7	0,1	-6,98	Au liq.
Calib	12	1062,1	CO_2pur	-4,54	Au sol.
37	5	983,4	0,4	-9,60	
Calib	2		0,2		L_2S sol.

Tableau 4 (suite) : Conditions expérimentales (0.2%H_2).

A - SERIE DE L'ERTA ALE

Les figures 17 et 18 rassemblent les résultats des fusions effectuées sur les roches de l'Erta Ale dans les conditions de fO_2 de l'équilibre Ni/NiO et en atmosphère plus oxydante (à 0.2% H_2 dans le mélange gazeux), à la pression atmosphérique.

A (1) - PRESENTATION DES RESULTATS

a - Dans les deux séries d'expériences, nous observons les points suivants :

. les échantillons porphyriques ER 73 et F 78 ont un comportement très voisin entre eux et très "anormal" par rapport au reste de la série : leur liquidus est très élevé, du fait de la persistance des plagioclases lors des fusions. Cette observation confirme le fait que ces minéraux n'ont pas cristallisé dans le liquide dans lequel ils se trouvent, mais résultent de l'enrichissement du liquide en cristaux par accumulation gravitative ou par flottation (Barberi et al. 1973 ont déjà proposé cette interprétation pour les laves de l'Erta'Ale). De ce fait, il ne sera pas tenu compte par la suite de ces deux spécimens, qui illustrent bien l'intérêt qu'il y a à travailler sur des roches aphyriques ou subaphyriques lorsque l'on cherche à établir une évolution dans des liquides successifs.

FIGURES 17 et 18

Résultats expérimentaux en fonction de la température et de l'évolution de la série (exprimée par D.I.) à Ni-NiO et à 0.2% H_2 .
L'axe des ordonnées de droite donne le numéro de référence de chaque fusion, représentée par un rond noir dès qu'une phase solide est présente, par un rond blanc lorsque seul le liquide (verre) est présent.
Les courbes donnent les domaines de stabilité des phases minérales correspondantes (chaque phase est stable en dessous de sa courbe, vers les températures décroissantes).

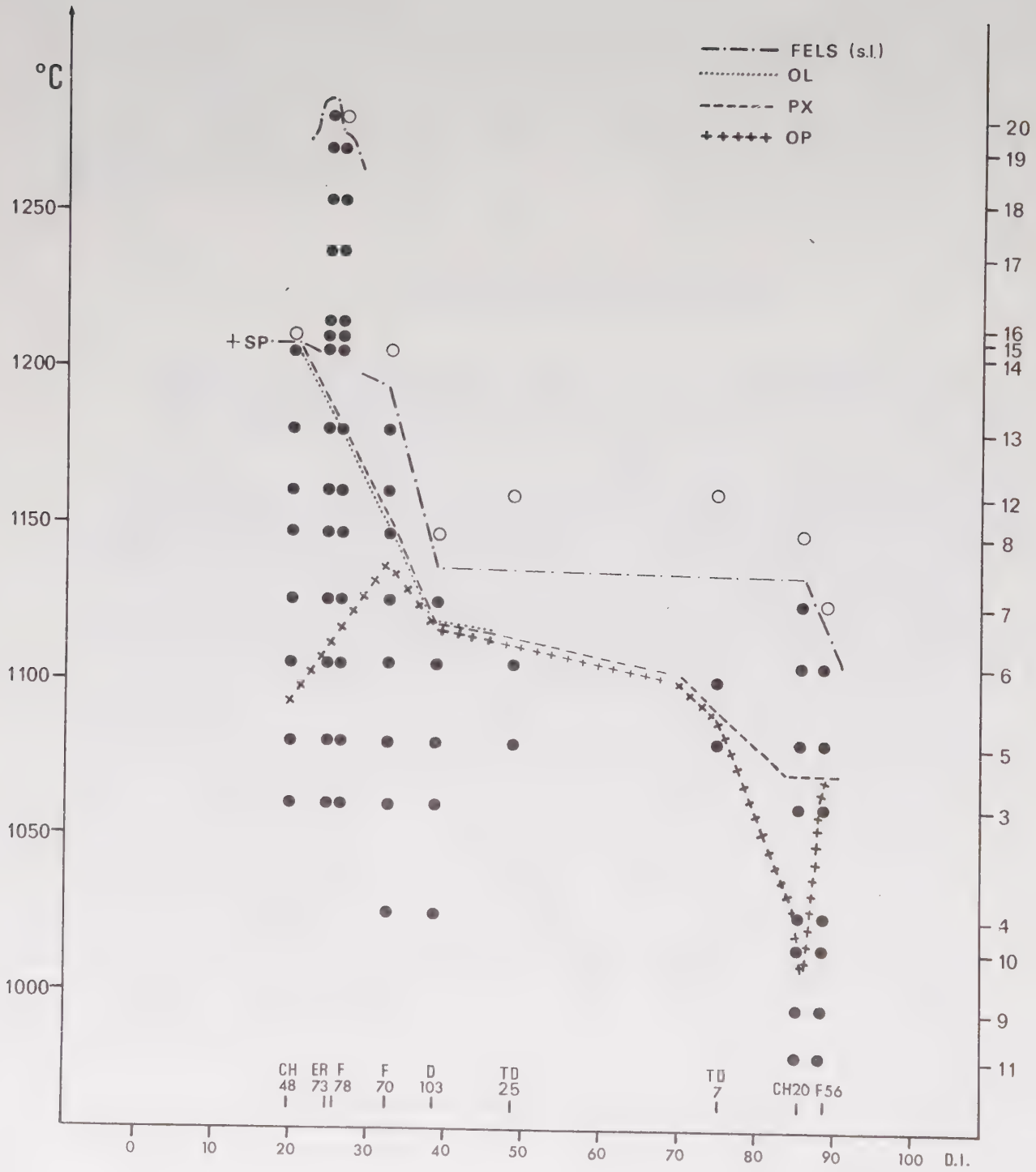


FIGURE 17 : SERIE DE L'ERTA ALE . FUSIONS A Ni-NiO

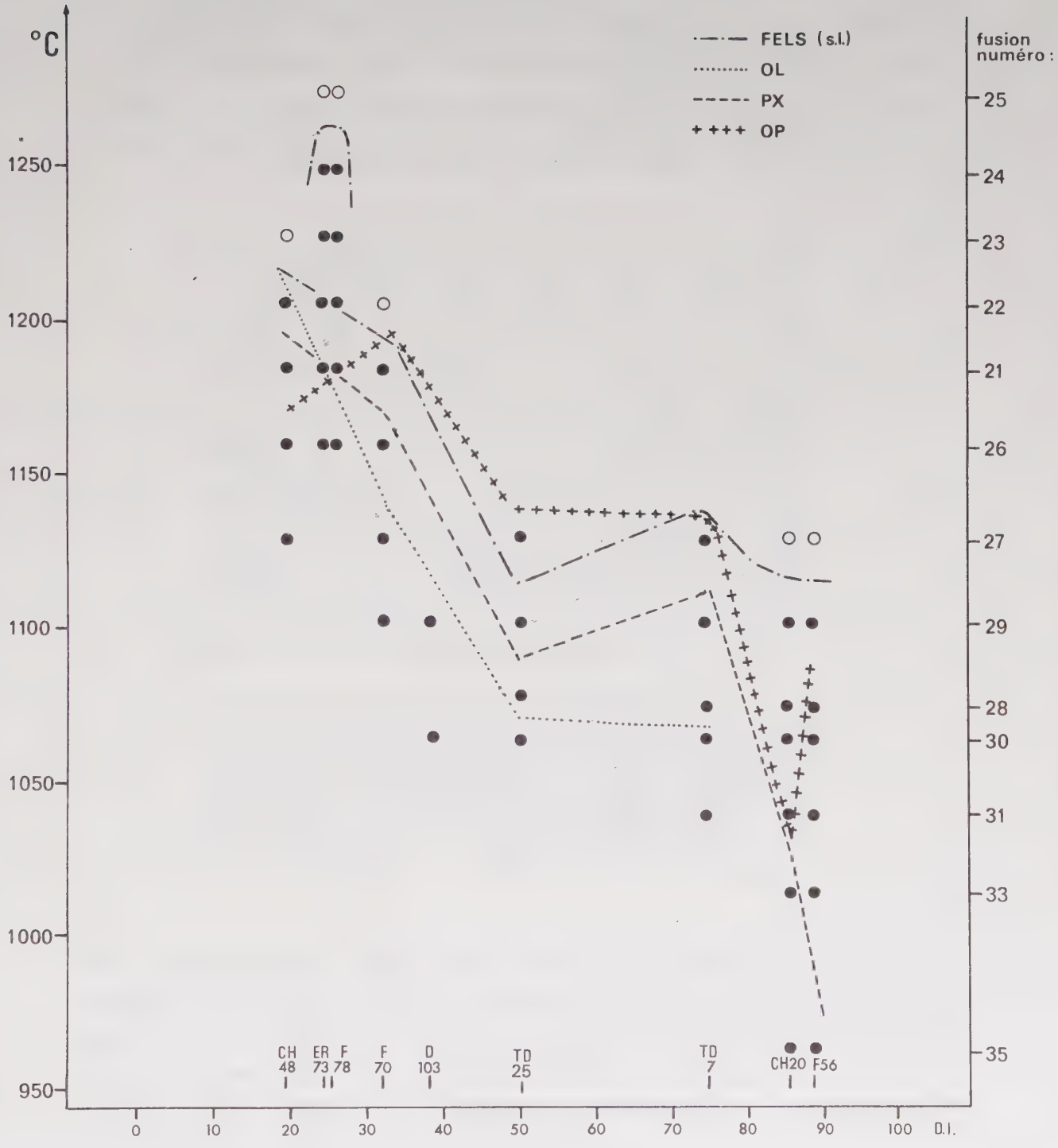


FIGURE 18: SERIE DE L'ERTA ALE. FUSIONS A 0.2% H_2

En effet, les phénocristaux dans les laves présentent plusieurs risques.
- Il n'est pas toujours possible d'éliminer l'hypothèse selon laquelle il s'agit de xénocristaux, empruntés par exemple à l'encaissant.
- Il n'est pas certain que les phénocristaux soient à l'équilibre avec le liquide dans lequel ils se trouvent.

A ces deux risques, souvent reconnus, s'en ajoute un troisième, dans le cas où des cristaux, éventuellement en équilibre avec le liquide, s'accumulent dans une fraction de celui-ci par flottation, ségrégation gravitative ou tout autre mécanisme. La température mesurée sur de telles roches porphyriques correspondant à ce type de mélange solide-liquide au cours d'expériences de fusion n'a alors plus rien à voir avec celle à laquelle s'est produit la cristallisation de ces phases et leur accumulation. Les valeurs mesurées couvrent alors, selon les pourcentages de solide et de liquide, toutes les températures possibles entre celle du liquidus réel du liquide et celle de fusion de la phase solide seule.

Notons enfin que dans un échantillon porphyrique à plagioclase c'est seulement la température d'apparition des feldspaths qui est "anormalement" élevée par rapport aux autres roches de la série. Les températures des autres phases sont au contraire conformes à l'évolution d'ensemble.

. les températures de liquidus (températures auxquelles apparaît la première phase cristalline) décroissent depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites (figure 19), avec un faible effet des variations de fO_2 sur ces températures, au moins dans le domaine investigué.

. l'apparition de toutes les phases se fait dans un intervalle de température de 50°C environ dans le début de la série, allant jusqu'à 120°C dans les termes ultimes. L'intervalle complet de cristallisation est d'environ 150 ± 20°C. Yoder et Tilley (1962) donnent des chiffres assez voisins, respectivement 60°C et 135 à 195°C, pour une tholéiite à olivine d'Hawaï.

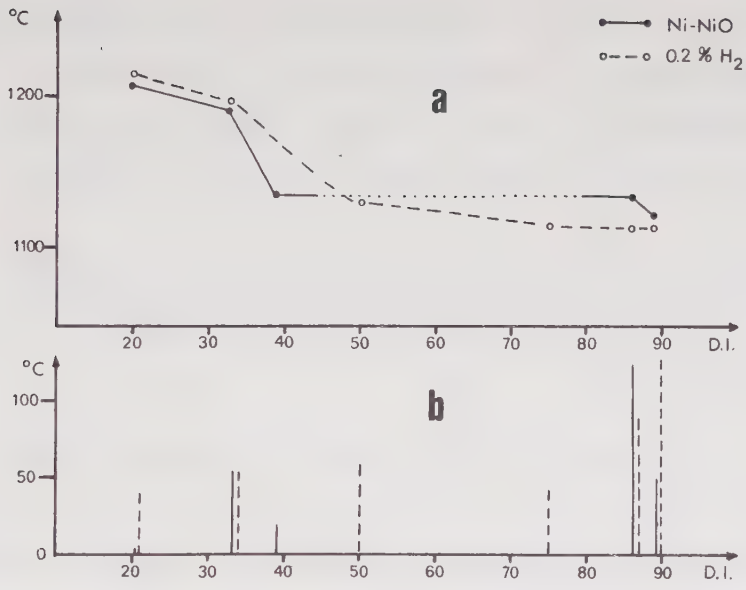


Figure19 :(a) - variations des températures de liquidus au cours de l'évolution de la série.

(b) - intervalles d'apparition de la minéralogie complète dans chaque roche.

. les deux termes les plus évolués dans la série, CH 20 et F 56, ne présentent guère de sensibilité au changement de fO_2, mais se distinguent par un dégazage notable lors des fusions : les verres formés en effet contiennent de très nombreuses bulles. (planche 6)

b - Sur Ni/NiO, nous pouvons relever les faits suivants :

. le basalte CH 48 a une cristallisation cotectique des quatre phases olivine, clinopyroxène, plagioclase, spinelle. Les opaques apparaissent très tardivement.
. le plagioclase est au liquidus dans tout le reste de la série.
. il n'existe qu'une faible différence dans les températures de liquidus des roches intermédiaires et rhyolites.
. les opaques "remontent" au niveau des basaltes à andésine et apparaissent ensuite avec les principales phases silicatées.
. olivine et pyroxène suivent le même comportement dans la première moitié de la série, de même que pyroxène et opaques dans la seconde.

c - à 0.2 % H_2, l'observationdes résultats montre que :

. d'une façon générale, les phases minérales apparaissent dans un ordre moins groupé.
. le caractère cotectique de la cristallisation dans CH 48 persiste, mais le spinelle n'y apparaît plus. Les opaques deviennent plus précoces et plus importants, avec un caractère automorphe.
. les opaques associés aux plagioclases et aux feldspaths occupent le liquidus des termes intermédiaires.
. l'olivine devient mineure par rapport au clinopyroxène.

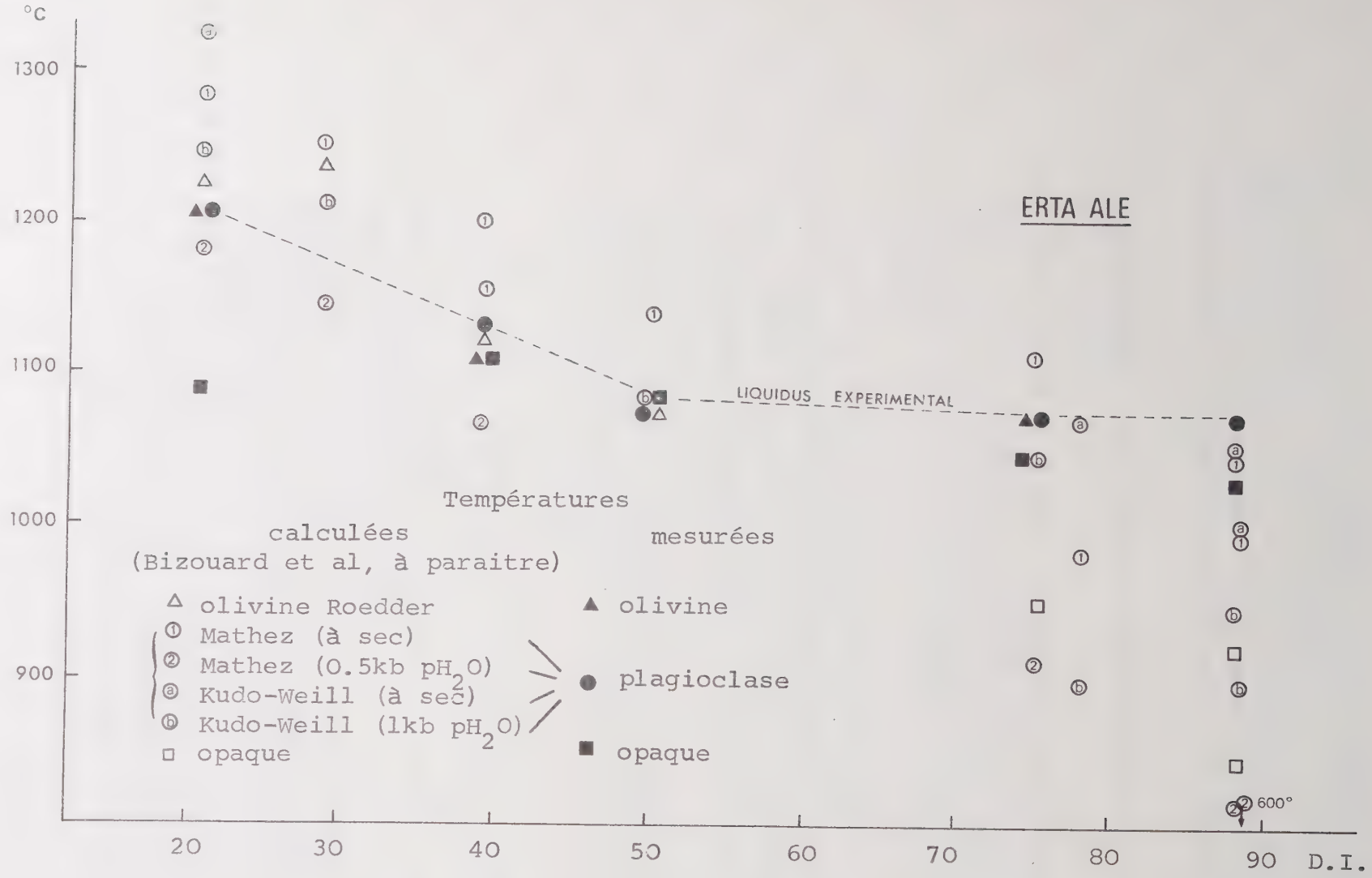


Figure 20 : Comparaison entre températures calculées et mesurées sur les minéraux dans la série de l'ERTA ALE.

A (2) - INTERPRETATIONS

a - Températures

- Que cela soit au niveau des variations de température observées tout au long de la série ou au niveau de la faible influence des variations de fO_2 sur celles-ci, nos données expérimentales confirment la possibilité de relations génétiques d'un terme à l'autre et de changements de fO_2 au cours de l'évolution sans perturbations thermiques majeures ; toutefois, il est intéressant de constater que les températures des liquidus aux stades intermédiaire et ultime sont identiques. Ceci pourrait indiquer une origine différente de ces rhyolites, par rapport aux autres specimens de la série.

- Bizouard et al. (à paraître) ont utilisé les thermomètres minéraux pour calculer par différentes méthodes et sur plusieurs phases les températures d'équilibre de ces phases (olivine, plagioclases, oxydes). Leurs résultats (figure 20) donnent une variation d'ensemble assez proche de celle présentée précédemment. Toutefois les résultats recouvrent des intervalles de température relativement larges, selon le minéral et la méthode utilisés.

Pour faire une comparaison, nous avons reporté les mesures faites à Ni/NiO, donc des températures obtenues à sec, dans la figure 20 . Nous pouvons constater que :

. Dans la première partie de la série, jusqu'à DI = 50, les olivines donnent des valeurs similaires. Ceci n'est pas surprenant, car la méthode de calcul des températures pour les olivines, établie par Roeder et Emslie (1970), l'a été dans des conditions identiques à celles de nos expériences. Nous détaillerons d'ailleurs ce point dans la partie concernant Bofna. Les plagioclases en revanche ne correspondent pas, les calculs pour pH_2O nulle donnant des températures supérieures à celles mesurées. Le thermomètre Kudo-Weill en particulier surestime largement celles-ci. Les oxydes, dans CH 20 et TD 25, sont plus précoces expérimentalement.

b - Apparition des phases et fugacité d'oxygène

Il serait intéressant de comparer la séquence de cristallisation naturelle avec l'ordre d'apparition expérimental des phases. Cependant les données disponibles actuellement ne permettent pas d'établir avec précision une telle séquence. Nous pouvons toutefois remarquer les faits suivants :

- le basalte CH 48 présente à Ni-NiO une cristallisation cotectique qui ne persiste pas à 0.2 % H_2, où le pyroxène est "tardif", et qui est en désaccord avec les observations naturelles. Celles-ci en effet montrent une apparition du plagioclase avant le pyroxène (Barberi, Bizouard, Varet 1971) dans ce specimen.

Ce caractère cotectique est donc un artefact que l'on peut attribuer sans doute en grande partie, si ce n'est en totalité, aux pertes en fer : importantes à Ni-NiO à haute température (cf tableau 3), elles ont induit une cristallisation plus précoce du pyroxène (cf. figure 12) tandis que, plus faibles à 0.2 % H_2, elles n'ont que peu affecté le comportement de ce dernier, qui apparaît alors à plus basse température.

- le domaine d'apparition des oxydes, se situant dans une zone de température inférieure à 1160° n'est pas touché par ces pertes en fer (cf. Chap II § B). La cristallisation des minéraux opaques est en faveur d'une fO_2 basse dans les conditions naturelles. Ainsi, dans des conditions légèrement oxydantes comme à 0.2 % H_2, ils apparaissent de façon précoce dans CH 48, et sont au liquidus dans les termes intermédiaires, faits qui ne sont jamais observés dans la série naturelle.

En revanche, les valeurs calculées citées au paragraphe précédent sont en accord avec des conditions voisines ou légèrement inférieures à Ni-NiO.

. Dans la seconde partie, s'il existe une meilleure corrélation entre calculs et mesures pour les plagios à sec, les opaques divergent largement. Une telle différence peut être attribuée à la pression d'eau, malheureusement les plagioclases ne nous précisent pas l'ordre de grandeur, entre 0 et 0.5 kb selon Mathez, voisine de 1 kb selon Kudo-Weill, mais également à une différence de fO_2 entre conditions expérimentales et naturelles.

Utilisant les couples d'oxydes de fer et titane (Buddington et Lindsley 1964), Bizouard et al. donnent les valeurs suivantes :

Echantillon	fO_2 (Log)	Température
TD 25	$10^{-11.5}$	980° C
TD 7	$10^{-12.4}$	950° C
F 53 (≡ F 56)	$10^{-12.7}$	900° C

donc des fugacités d'oxygène légèrement plus basses que lors des fusions à Ni.NiO. (cf. figure 16). Ainsi, conservant des conditions de faible pH_2O, mais abaissant fO_2, nous obtenons la même image expérimentale et naturelle.

B - SERIE DU BOÏNA

Les figures 21 et 22 synthétisent les résultats expérimentaux des fusions effectuées sur les roches du Boïna dans les conditions de fO_2 de l'équilibre Ni/NiO et en atmosphère plus oxydante (0.2 % H_2) à pression atmosphérique.

B (1) - PRESENTATION DES RESULTATS

a - Dans les deux séries de manipulations (Ni/NiO et 0.2 % H_2), nous pouvons noter un certain nombre d'observations très proches de celles déjà relevées à l'Erta'Ale :

. les températures de liquidus décroissent au cours de l'évolution de la série, et l'intervalle de température entre termes extrêmes, basalte et pantellerite, est peu sensible à la variation de fO_2 dans le domaine considéré (figure 23).

. dans une même roche, la minéralogie complète apparaît dans des intervalles de température assez serrés (30 à 50° C), à l'exception des opaques tardifs dans G 495 à Ni.NiO

. les deux échantillons les plus évolués, commendite et pantellerite, ne présentent pas de sensibilité au changement de fO_2. Contrairement à ce qui est rapporté pour l'Erta'Ale (cf. planche 6) les traces de dégazage dans ces specimens sont rares.

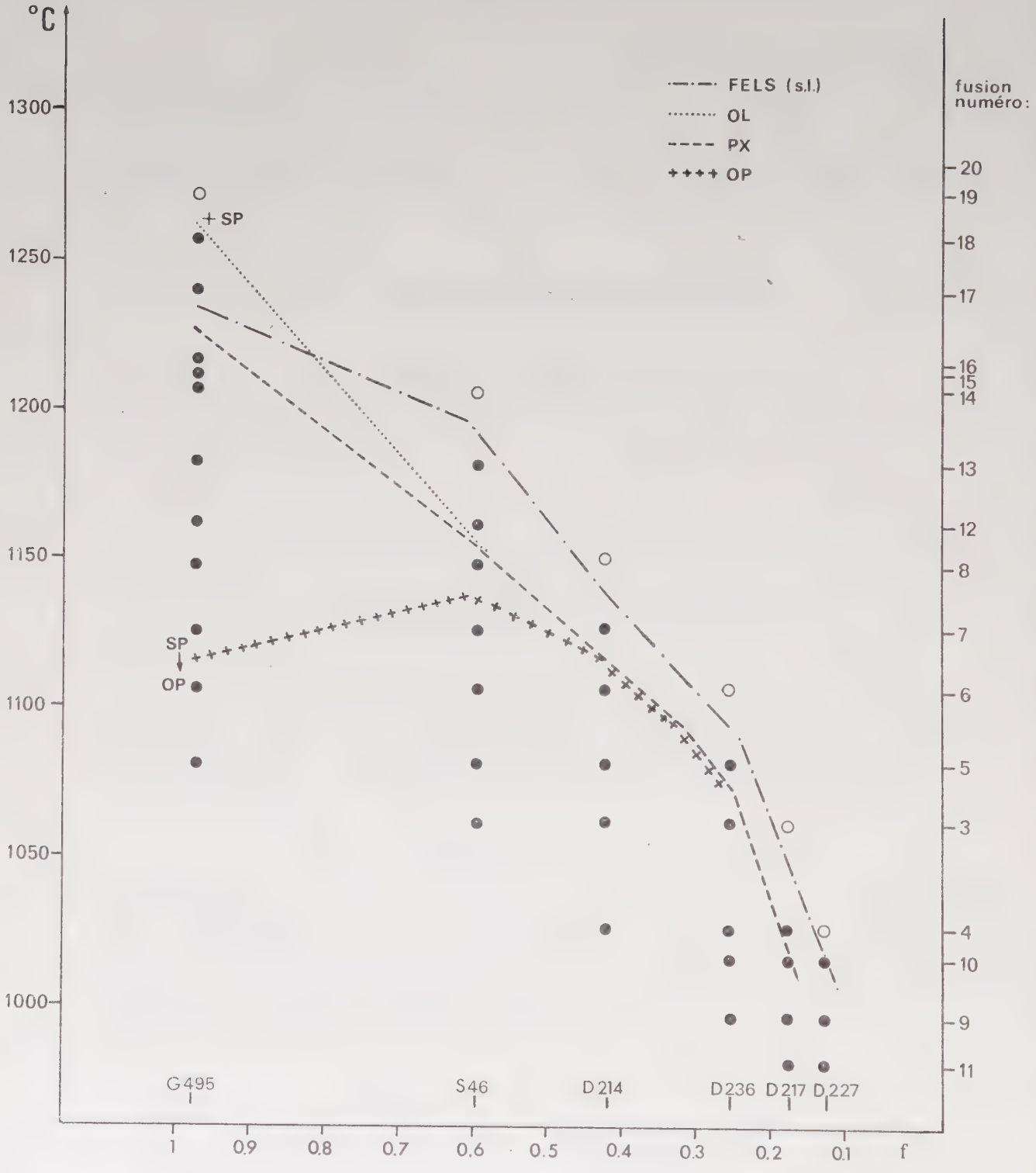


FIGURE 21 : SERIE DU BOINA. FUSIONS A Ni-NiO

Résultats expérimentaux en fonction de la température et de l'évolution de la série (exprimée par f). Même légende que les figures 17 et 18.

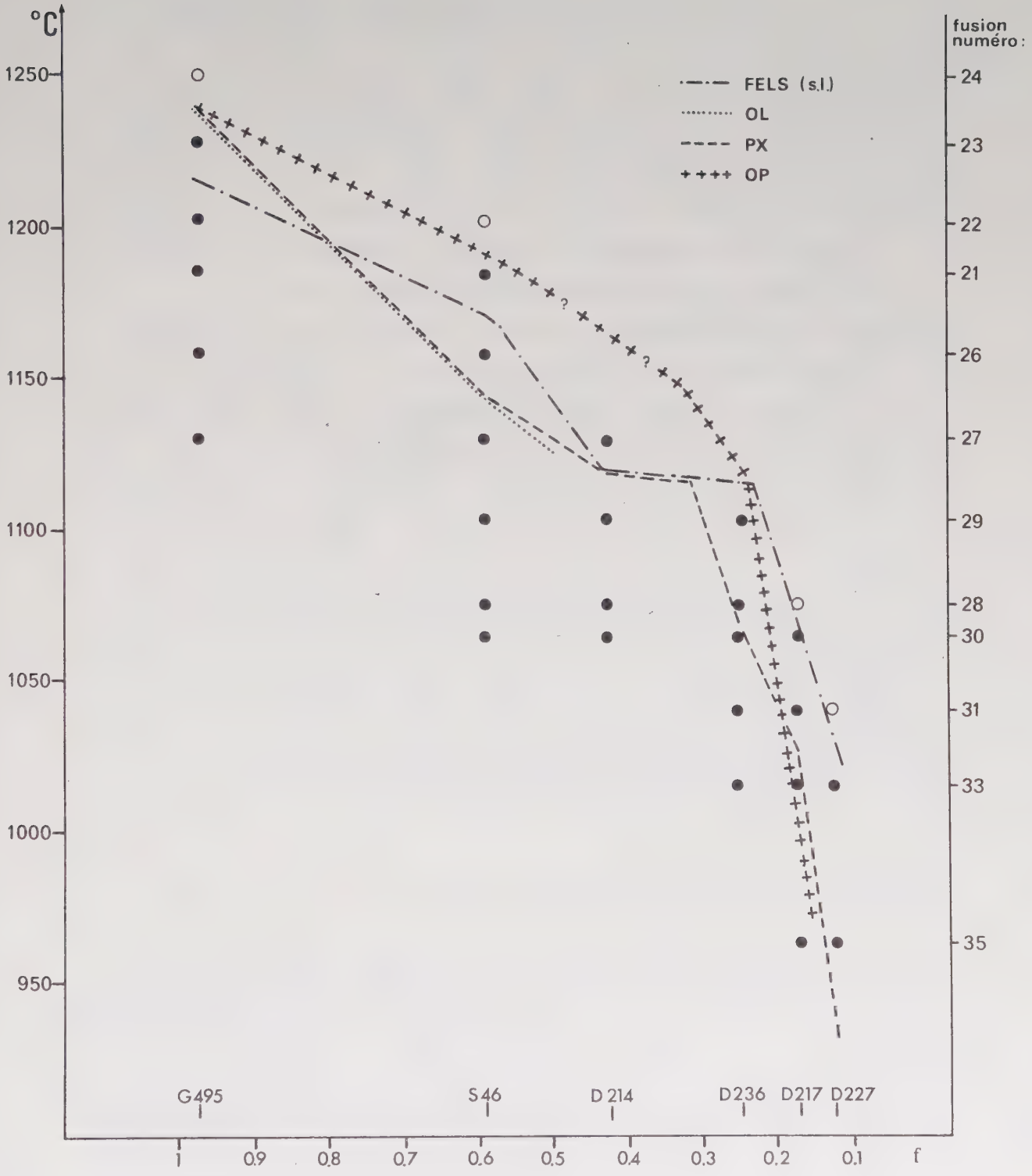


FIGURE 22 : SERIE DU BOINA. FUSIONS A 0.2% H_2

Résultats expérimentaux en fonction de la température et de l'évolution de la série (exprimée par f). Même légende que les figures 17 et 18.

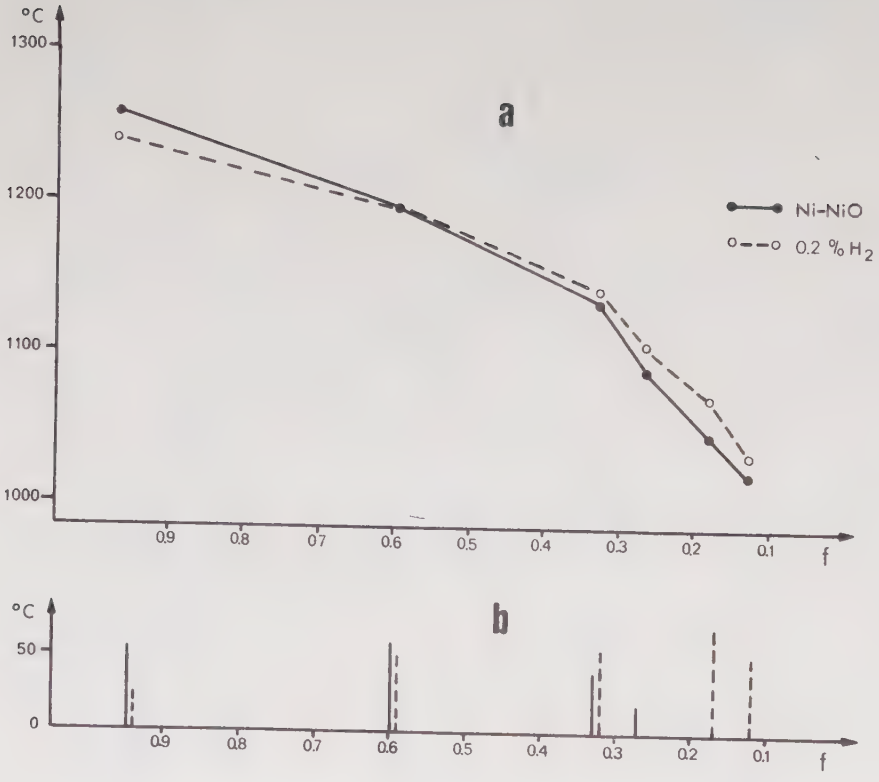


Fig. 23 : a - variations des températures de liquidus au cours de l'évolution de la série du Boïna.
b - intervalles d'apparition de la minéralogie complète dans chaque roche.

b - Sur Ni. NiO, nous constatons que :

- dans le basalte G 495, l'olivine est au liquidus avec un rare spinelle chromifère, le plagioclase précède ensuite le clinopyroxène, les opaques étant d'apparition tardive dans cette roche. Ils sont néanmoins automorphes, tandis qu'ils représentent une phase intersticielle dans l'échantillon naturel, comme l'illustre la planche

- dans toutes les autres roches, c'est le feldspath (s.l.) qui est primaire, l'inversion se faisant à f = 0.7. Ceci est en accord avec les observations naturelles, qui indiquent notamment par les variations du coefficient de partage solide-liquide du nickel et du chrome un fractionnement initial d'olivine et de spinelle suivi ensuite par le fractionnement de plagioclase essentiellement.

- le comportement très similaire du clinopyroxène et des oxydes de fer est là aussi en accord avec les données pétrographiques (cf. fig.7 et 25), qui montrent que les domaines d'apparition de ces deux phases sont étroitement liés. Ces derniers en particulier deviennent non plus tardifs mais apparaissent comme une phase majeure dans les termes intermédiaires D 214 et D 236.

c - à 0.2 % H_2 , les principaux traits sont les suivants :

- les opaques deviennent primaires depuis les basaltes jusqu'aux trachytes sursaturés (D 236) et sont bien développés.

- dans le basalte G 495 l'olivine apparaît encore avant le plagioclase, tandis que cet ordre est inversé dans les basaltes à andésine, le croisement des courbes se plaçant à f = 0.7, c'est-à-dire dans la même position qu'à Ni-NiO. Le pyroxène apparaît quant à lui avant le plagioclase, ce qui représente l'ordre inverse de celui observé à Ni-NiO.

B (2) - INTERPRETATIONS

a - Températures

- D'une façon générale, les mêmes phénomènes se retrouvent au Boïna et à l'Erta'Ale, à savoir que là aussi, les variations des températures observées sont cohérentes avec les relations génétiques proposées, les liquides successifs étant issus les uns des autres par fractionnement de phases qui cristallisent sous l'effet du refroidissement progressif d'un même stock magmatique.

- De même, les variations relativement faibles introduites par les différences de fugacité d'oxygène sur les températures des liquidus indiquent la possibilité de changements de fO_2 au cours de l'évolution d'une série naturelle sans conséquences thermiques notables.

- Les calculs de Bizouard et al. (à paraître) des différents thermomètres minéraux, comme à l'Erta'Ale, donnent des ordres de grandeur et une variation similaire à nos résultats (figure 24). Comme précédemment, nous avons reporté calculs et mesures sur le même diagramme, et de la comparaison d'ensemble, il ressort que :

. les températures sur les olivines se corrèlent bien (cf. § c ci-après).

. les températures sur les plagioclases mesurées et calculées à sec donnent aussi des valeurs proches sauf dans deux cas. Pour D 236 tout d'abord, nous avons des évidences pour dire que les plagioclases de cette roche ne sont pas en équilibre (corrosions) et sont de composition anormalement basique pour le chimisme correspondant de la roche. Ceci sera rediscuté plus loin (cf. § c).
D 217 présente aussi un écart important entre points expérimentaux et naturels. Nous n'avons là pas d'explications ni d'argument de composition pour cette divergence.

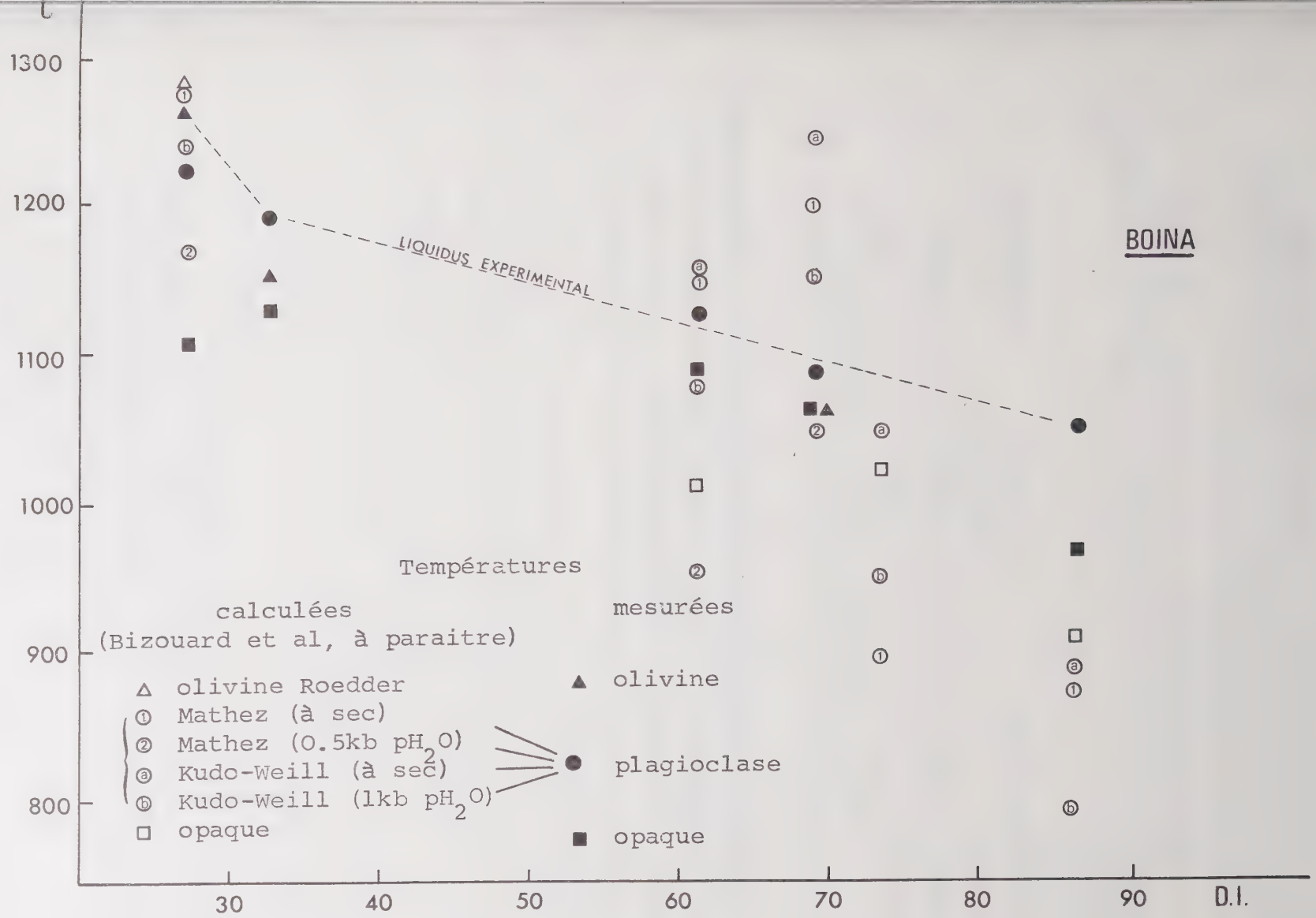


Figure 24 : Comparaison entre températures calculées et mesurées sur les minéraux dans la série du BOINA.

. les oxydes ont des températures d'équilibre calculées voisines de celles observées, mais légèrement plus basses. Ce fait pourrait indiquer que conditions expérimentales et naturelles étaient proches, et donc une faible pression, faible pression d'eau.

Par la même méthode qu'à l'Erta'Ale, (couples d'oxydes), Bizouard et al. (à paraître) donnent les valeurs suivantes :

Echantillon	fO_2 (Log)	Température
D 214	10^{-11}	1010°
D 232	10^{-11}	1020°
D 217 B	10^{-13}	910°

soit pratiquement des fO_2 correspondant, pour les températures données, à l'équilibre Ni-NiO. La meilleure corrélation sur les oxydes s'expliquerait donc, par rapport à l'Erta'Ale, par des conditions de fO_2 expérimentales plus proches de la réalité dans ce cas.

b - Apparition des phases et fugacité d'oxygène

La séquence de cristallisation naturelle dans la série du Boïna, proche de celle de l'Erta'Ale, peut être représentée par la figure suivante :

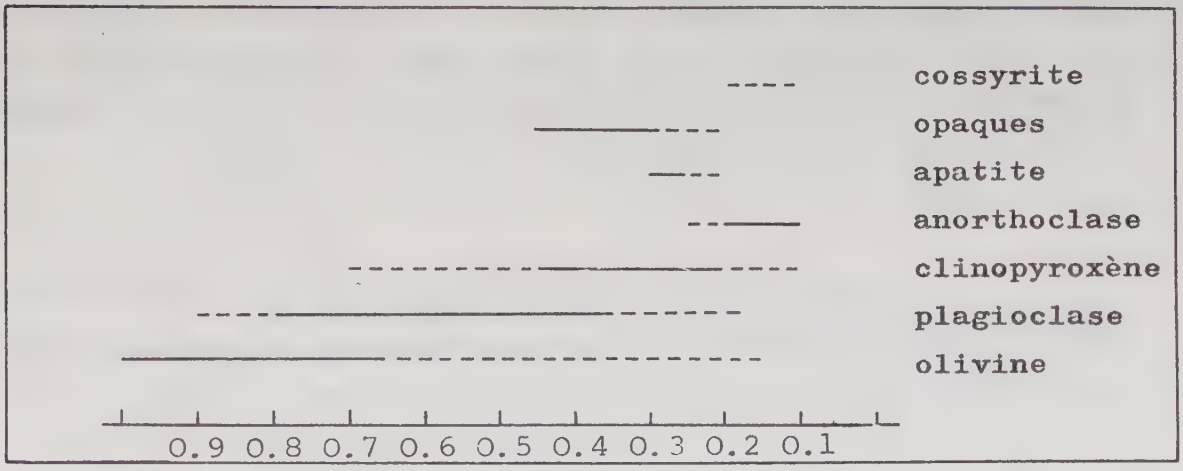


figure 25 : persistance des phénocristaux dans la série du Boïna en fonction de la fraction de liquide résiduel. (Barberi et al. 1975)

La comparaison de cette séquence, établie à la fois d'après les roches porphyriques et les variations géochimiques, avec nos deux séries de résultats, montre que les fusions réalisées à Ni-NiO présentent exactement la même succession minéralogique.

En particulier, la présence des minéraux opaques au liquidus à 0.2 % H_2 dans les basaltes et les termes intermédiaires n'est jamais observée naturellement. (cf. planche 1).

Au contraire, à Ni-NiO, l'olivine primaire puis remplacée - à f = 0.7, soit pratiquement dans la même zone que dans la série naturelle - par le plagioclase au liquidus, l'apparition du plagioclase avant le pyroxène dans G 495,

le comportement très similaire des opaques et des clinopyroxènes qui deviennent importants vers f = 0.4 (0.45 dans la série naturelle !), tous ces faits indiquent clairement que les conditions naturelles et expérimentales étaient voisines, et donc la fO_2 proche de l'équilibre Ni-NiO dans tout le début de la série.

D'autre part, les calculs sur les oxydes cités au paragraphe précédent sont également en faveur d'une évolution de la fin de la série dans des conditions voisines.

Si l'ensemble de ces observations est cohérent avec une fO_2 basse et proche de Ni-NiO, deux des phénomènes rapidement cités méritent quelques commentaires, ce sont l'inversion de l'ordre d'apparition plagioclase-pyroxène avec le changement de fO_2, et l'inversion olivine-plagioclase au liquidus avec le changement de composition.

- Le changement d'ordre d'apparition entre plagioclase et pyroxène a étédémontré expérimentalement comme étant sensible à la pression d'eau (figure 13), mais l'influence de la fO_2 ne l'a pas été indépendamment de pH_2O. En particulier,à sec, cette inversion n'a pas été observée dans les basaltes étudiés, comme le montre la figure 15b qui synthétise le comportement d'un basalte moyen à sec et en fonction de fO_2.

Dans le cas présent *, le fait remarquable de cette inversion sous l'effet d'une variation de fO_2 semble lié étroitement au caractère transitionnel du magma.

---

* Dans nos résultats, il faut tenir compte du fait que la température d'apparition du pyroxène dans G 495 à Ni-NiO est surélevée par les pertes en fer signalées au tableau 3 (cf chapitre III § A.a). Celles-ci, de moindre importance à 0.2 % H_2, sont sans doute pratiquement sans effet dans ce dernier cas.

Ce phénomène a donc tendance à estomper l'inversion, qui néanmoins reste observable.

En outre, ces données confirment une fO_2 basse dans la série naturelle, puisque l'on y voit le plagioclase précéder le pyroxène (figure 15 b) et soulignent le rôle de la fugacité d'oxygène sur la course d'évolution de ce type de magma. En effet, par son caractère transitionnel, celui-ci évoluera sous forte fO_2 vers une série à affinité alcaline, avec trachytes et phonolites, par fractionnement précoce de clinopyroxène. Sous faible fO_2 au contraire, la série aboutit à des roches sursaturées de type rhyolites et pantellerites grâce à la séparation de plagioclases et de feldspaths.

- L'inversion olivine-plagioclase au liquidus s'observe entre basaltes (G 495) et ferro basaltes-basaltes à andésine (S 46) à f = 0.7 de façon indépendante de la fO_2.

Humphries et Cox (1972) présentent le même type de résultats à partir d'une série basalte-trachyte d'Aden. (figure 26) étudiée expérimentalement à faible fO_2 (Fe-FeO) :

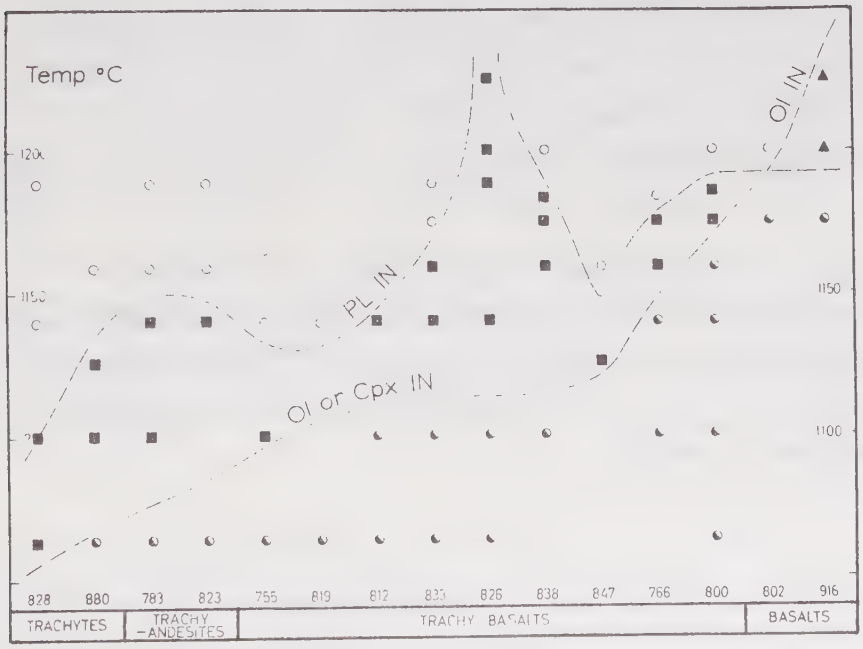


figure 26 : Résultats expérimentaux de Humphries et Cox (1972) sur unesérie volcanique d'Aden.
Pression atmosphérique, fO_2 du tampon Fe-FeO

Ces auteurs interprètent cette remontée du plagioclase au liquidus devant l'olivine comme une conséquence du fait que les échantillons utilisés sont de nature cumulitique à plagioclases. Ils signalent toutefois que trois roches aphyriques (trachyte 828 et trachy-basaltes 833 et 847) ont aussi le plagioclase au liquidus, et postulent alors un fractionnement sous forte pression d'eau, qui abaisserait différentiellement la température d'apparition du plagioclase par rapport à l'olivine, pour tenir compte des relations de phases observées dans les roches naturelles.

Il est intéressant de noter que les échantillons 826 et 838 présentent la même anomalie thermique que celle signalée dans la série de l'Erta'Ale (cf § A.a), ce qui confirme pour ces deux specimens un caractère porphyrique cumulatif. Mais l'ensemble de ces données soulignent surtout la difficulté qu'il y a à travailler sur des roches porphyriques !

En ce qui concerne le Boïna, si la sélection des échantillons nous permet d'éliminer l'hypothèse d'échantillons à cumulats de plagioclases, il semble bien que les conditions expérimentales soient responsables du phénomène observé. En effet, la fusion à sec avec perte des volatils peut aisément expliquer une température exagérée d'apparition des plagioclases, par rapport à l'olivine par exemple (cf. figures 13 et 14).

D'ailleurs, la séquence de cristallisation reportée dans la figure 25 montre que, si après une prédominance de termes porphyriques à olivine il y a principalement un fractionnement du plagioclase, l'olivine reste stable tout au long de la série.

Il est intéressant de noter en tout cas qu'expérimentalement l'olivine est quand même au liquidus de G 495. A cela, nous proposons l'explication suivante : G 495 a un f de 0.972, et correspond donc au tout début du fractionnement (97.2 % de liquide) tandis que S 46 a un même f de 0.603, et se trouve à un stade déjà avancé (60 % de liquide). Une faible teneur en eau dans le liquide initial serait, après séparation de 40 % de phases solides, suffisamment concentrée pour exercer alors un léger contrôle des conditions de cristallisation.

Signalons que les oxydes, également très sensibles au facteur H_2O, ont pu être affectés par les fusions à sec, et ceci explique que les températures calculées soient légèrement plus basses que celles observées. (cf. § précédent)

Ainsi, alors que les données pétrographiques sur la série naturelle (apparition précoce du plagioclase avant le pyroxène, absence de phases hydratées, fayalite stable dans les termes ultimes) y indiquent une faible pression d'eau - ce que confirme la coïncidence entre observations naturelles et expérimentales, au niveau des relations plagioclase-pyroxène par exemple -, les résultats des fusions montrent que celle-ci a pu varier légèrement, en sorte que les minéraux sensibles à pH_2O (plagioclases et oxydes) soient affectés dans leur cristallisation à un certain stade de l'évolution.

Il reste que la prédominance du plagioclase, expérimentalement et naturellement, est un indice du faible effet, dans l'absolu, de la pression d'eau sur l'ensemble de nos données.

c - Minéralogie

Un certain nombre d'analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur les minéraux synthétisés lors des expériences. Ces analyses faites à Edinburgh avec l'assistance de P.Hill, sont données dans les tableaux 5, 7 et 8.

- les analyses des verres formés au-dessus de la température de liquidus des échantillons nous ont permis de discuter au chapitre précédent des pertes en éléments.

- les analyses de tous les verres nous ont également rendu compte, par leur homogénéité, de l'approche de l'équilibre lors des fusions, au moins pour les essais pris en compte (40 % et plus de liquide formé, cf chap. III § c).

- dans G 495 nous avons plusparticulièrement étudié les olivines. Celles-ci, comme la comparaison entre phase naturelle et phases de synthèse en table 5 le montre, sont plus forstéritiques qu'elles ne sont dans la roche de départ. Ceci est dû, bien évidemment, aux pertes en fer lors des fusions, pertes qui sont précisément notables dans la gamme de température d'apparition de ces minéraux. Les olivines naturelles sont Fo_{80}, Tandis que celles synthétisées sont Fo_{90} . (tableau 5)

	(1) olivines de synthèse				(2) olivines naturelles*	
	Ol 17	Ol 15	Ol 14		Ol P	Ol M
SiO_2	41.37	40.68	40.77		38.79	38.13
FeO	8.76	9.96	10.57		19.41	22.28
MnO	0.20	0.21	0.22		-	-
MgO	49.72	49.19	48.91		41.41	39.22
CaO	0.42	0.48	0.44		0.25	0.24
Total	100.47	100.52	100.91		99.87	99.87
% Fo	90	90	90		79.1	75.8
% Fa	10	10	10		20.9	24.2

* (P = Phénocristal
) M = microlite

Tableau 5 : Analyses des olivines synthétiques et naturelles de G 495

(1) analyses microsonde Edinburgh
(2) analyses microsonde Orsay (H.Bizouard)

Or, si nous reprenons la figure 24, nous constatons que Bizouard et al., pour ces olivines Fo_{80}, donnent des températures de cristallisation calculées à partir des coefficients de partage de FeO et MgO entre solide et liquide (Roeder et Emslie 1970) très voisines, 1280° C, de celles mesurées expérimentalement pour les olivines Fo_{90}, 1260° C.

En fait, nous référant à l'abaque établie par Roeder et Emslie (1970) (figure 27) dans des conditions voisines, nous voyons que passant d'une olivine Fo_{80} à 1280° C à une olivine Fo_{90} en perdant du FeO dans le liquide, nous obtenons la température de 1250° C, et une perte en FeO d'environ 50 %, soit des valeurs similaires à nos résultats expérimentaux.

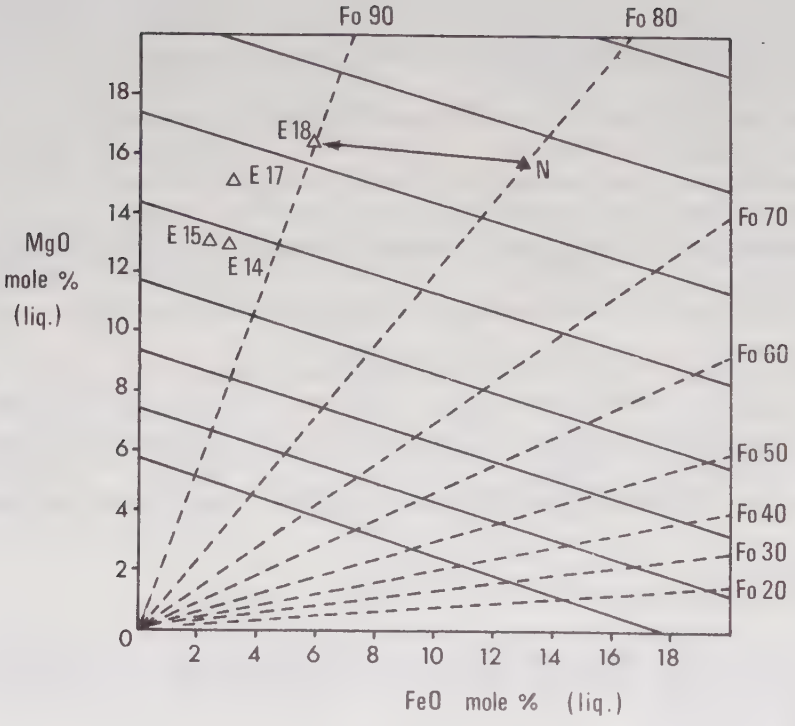


Figure 27 : Abaque de ROEDDER et EMSLIE (1970) donnant, en fonction du pourcentage molaire de FeO et MgO dans un liquide basaltique la température et la composition de l'olivine qui cristallise.

N = composition des olivines naturelles du basalte de Boina G 495.

E 17)
E 15) = composition des olivines synthétiques
E 14) dans G 495 (fusions n° 17, 15 et 14)

E 18 = composition estimée

Si l'on tient compte de plus que la perte en FeO dans le liquide s'accompagne d'après nos analyses d'un léger gain de MgO (env. 1 %), nous arrivons à une température de près de 1260°.

Cette coïncidence nous permet donc de souligner que malgré des pertes en FeO non négligeables, les températures de cristallisation des olivines dans G 495 n'ont pas été affectées de façon sensible.

Nous avons d'autre part utilisé la même méthode de calcul sur les olivines de synthèse, et nous obtenons les résultats suivants , pour des olivines de la même roche mais recristallisées dans 3 essais différents : (tableau 6)

fusion n°	Formule structurale	% Fo	dans le liquide % mol. MgO	dans le liquide % mol. FeO
17	$(SiO_4)Mg_{1.80}\ Fe_{0.18}\ Ca_{0.01}$	90	14.78	2.89
15	$(SiO_4)Mg_{1.80}Fe_{0.20}$	90	12.91	2.43
14	$(SiO_4)Mg_{1.78}\ Fe_{0.21}\ Ca_{0.01}$	90	12.88	3.01

Olivine n°	T° C calculée (Roeder et Emslie 70)	T° C mesurée (expérimentale)	fO_2 exp. (Log atm.)	différence Tmes-Tcal.
Ol 17	1225° C	1237° C	10^{-7}	12° C
Ol 15	1190° C	1210° C	$10^{-7.5}$	20° C
Ol 14	1190° C	1205° C	$10^{-7.65}$	15° C

Tableau 6: Comparaison des températures calculées et mesurées sur les olivines de G 495

Nous pouvons rapprocher ces résultats de ceux de Roeder et Emslie (1970) qui montrent que :

- à température constante (1200° C) la composition de l'olivine varie avec fO_2, mais que cette variation est d'environ 1 % en composition Fo-Fa dans le domaine de fO_2 compris en 10^{-7} et $10^{-7.65}$.

- à fugacité d'oxygène constante (10^{-7}) la variation de température a peu d'effet sur la composition de l'olivine.

- Le tableau 7 présente les analyses comparées de quelques minéraux synthétiques et naturels et met en lumière les points suivants :

. les plagioclases de S 46 et D 214 et les pyroxènes de D 214 recristallisés lors des fusions ont des compositions très proches de celles de leurs homologues naturels. Ceci souligne que d'une part les conditions expérimentales et naturelles ne sont pas trop différentes et que d'autre part ces phases sont bien en équilibre dans la roche naturelle.

Des critères précis de forme et de taille permettent d'écarter l'hypothèse de reliques analysées dans les échantillons expérimentaux, qui donneraient évidemment une telle similitude. (cf planche 6)

. les plagioclases de D 236 donnent des résultats très différents, et la présence de microphénocristaux de plagioclases basiques ($An_{52 \text{ à } 56}$) dans ce trachyte sursaturé est à rapprocher de l'anomalie signalée dans les températures d'équilibre calculées à partir de ces minéraux (cf. figure 24)

Les plagioclases rééquilibrés expérimentalement dans le liquide D 236 ont eux une composition plus évoluée, $An_{20 \text{ à } 30}$, et voisine de celle des microlites de plagioclase de la roche.

Nous pouvons donc confirmer que les microphénocristaux de plagioclase dans D 236 sont une phase étrangère à cette roche, hérités probablement, par le biais du fractionnement, d'un liquide plus primaire.

(1) Minéraux synthétiques

(2) Minéraux naturels.

	S46-12	D214-5	D236-3		S 46	D214	D236P	D236M
SiO_2	50.72	56.64	60.92		-	56.87	54.58	59.41
TiO_2	0.20	0.10	0.21		-	-	-	-
Al_2O_3	28.78	25.74	22.01		-	27.96	28.38	24.27
FeO	1.02	0.59	0.87		-	0.52	0.60	0.71
CaO	11.81	8.29	5.00		-	8.28	10.72	6.85
Na_2O	3.92	6.15	7.24		-	6.50	4.74	7.07
K_2O	0.30	0.60	1.83		-	0.57	0.31	0.82
Total	96.75	98.11	98.08			100.70	99.33	99.61
Si	2.38	2.59	2.78			2.54	2.48	2.68
Ti	0.01	-	0.01			-	-	-
Al	1.59	1.39	1.18			1.47	1.52	1.29
Fe	0.04	0.02	0.03			0.02	0.02	0.03
Ca	0.59	0.41	0.24			0.40	0.52	0.33
Na	0.36	0.55	0.64			0.56	0.42	0.62
K	0.02	0.04	0.11			0.03	0.02	0.05
Or	-	3			-	3.3	1.9	4.7
Ab	38	51			38-35	56.8	43.6	62
An	62	46			62-65	40	54.5	33.2

Tableau 7 : Analyses comparées des plagioclases synthétiques et naturels dans trois roches du Boïna.

(1) analyses microsonde Edinburgh

(2) analyses microsonde Orsay, H.BIZOUARD

P = phénocristaux ; M = microlites.

(1)Minéraux synthétiques (2)Minéraux naturels

	1	2c	2b		mP 1	mP 2
SiO_2	51.88	51.16	50.76		51.12	51.97
TiO_2	0.84	0.85	0.82		0.94	0.88
Al_2O_3	1.48	1.52	1.47		1.53	1.54
FeO	11.31	11.24	11.43		12.71	11.98
MnO	0.57	0.55	0.54		0.46	0.50
MgO	13.93	13.99	13.79		13.57	13.90
CaO	19.36	19.57	19.27		18.82	18.98
Na_2O	-	-	-		0.36	0.33
Total	99.37	98.88	98.08		99.51	100.08
Si	1.96	1.94	1.95		1.94	1.95
Ti	0.02	0.02	0.02		0.03	0.02
Al	0.07	0.07	0.07		0.07	0.07
Fe			-		-	-
Cr	-	-	-		-	-
Fe^{2+}	0.36	0.36	0.37		0.40	0.38
Ca	0.78	0.80	0.79		0.77	0.76
Na	-	-	-		0.03	0.02
K	-	-	-		-	-

Tableau 7 (suite) :Analyses comparées des pyroxènes synthétiques et naturels dans D214 (essai n°5).

(1) analyses microsonde Edinburg

c = centre b = bord

(2) analyses microsonde Orsay,H.BIZOUARD

mP = microphénocristaux.

	G 495						S 46			D 214				D 236		D 227	
	19	17*	15*	14*	24	22*	14	12*	22	12	7*	6*	5*	8	3*	10*	8
SiO_2	50.13	49.65	51.80	50.03	49.17	49.16	47.62	49.54	47.62	58.38	59.04	59.34	60.66	61.32	63.56	72.42	75.34
TiO_2	1.85	1.95	1.91	1.91	1.92	2.04	3.39	3.60	3.32	1.88	1.91	1.67	1.65	1.15	1.04	0.35	0.35
Al_2O_3	15.31	15.44	15.79	15.99	14.87	15.27	15.28	14.37	14.84	15.27	15.28	15.05	14.72	14.86	14.67	10.17	10.14
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5.17	7.07	5.91	7.29	8.09	8.45	10.00	9.74	11.09	6.17	7.91	7.98	7.58	7.94	9.27	5.10	5.37
MnO	0.13	0.18	0.18	0.14	0.12	0.15	0.23	0.21	0.21	0.21	0.26	0.22	0.21	0.30	0.31	0.20	0.18
MgO	9.57	9.03	7.85	7.79	9.89	7.79	5.72	5.84	5.39	2.24	1.91	1.90	1.68	1.15	1.30	0.03	0.15
CaO	10.23	11.19	10.20	11.19	10.48	10.88	9.71	9.15	9.47	5.70	5.00	5.10	4.18	3.57	3.29	0.32	0.31
Na_2O	3.01	2.71	3.13	2.88	2.71	2.92	3.50	3.30	3.30	4.64	3.81	3.58	3.62	3.92	4.51	4.54	3.87
K_2O	1.04	0.75	0.94	0.81	0.76	0.84	1.26	1.34	1.33	3.05	3.06	3.07	3.75	2.64	2.68	4.41	4.35
Total	96.44	97.97	98.71	98.03	98.01	97.50	96.71	97.09	96.57	97.59	98.14	97.91	98.05	96.85	100.63	100.06	97.54

Tableau 8 : Analyses des verres synthétiques.

* = phases minérales présentes

(analyses microsonde Edinburgh).

C - COMPARAISON DES SERIES DE L'ERTA ALE ET DU BOÏNA

C (1) - TEMPERATURES DE LIQUIDUS ET EVOLUTION

La comparaison des figures 19 et 23 montrent qu'à l'Erta'Ale les températures de liquidus sont plus basses qu'au Boïna au niveau des basaltes mais plus fortes au contraire au niveau des rhyolites.

Nous retrouvons là quelques points connus, à savoir que :

a) les magmas primaires tholéiitiques ont des températures moins élevées que leurs équivalents alcalins. Les figures suivantes (figures 28 et 29) permettent de comparer quelques séries alcalines et tholéiitiques, et illustrent, en plus de cette relation (fig. 28), la tendance plus tholéiitique du début de série à l'Erta'Ale ainsi que le degré plus avancé de la différenciation du Boïna (figure 29).

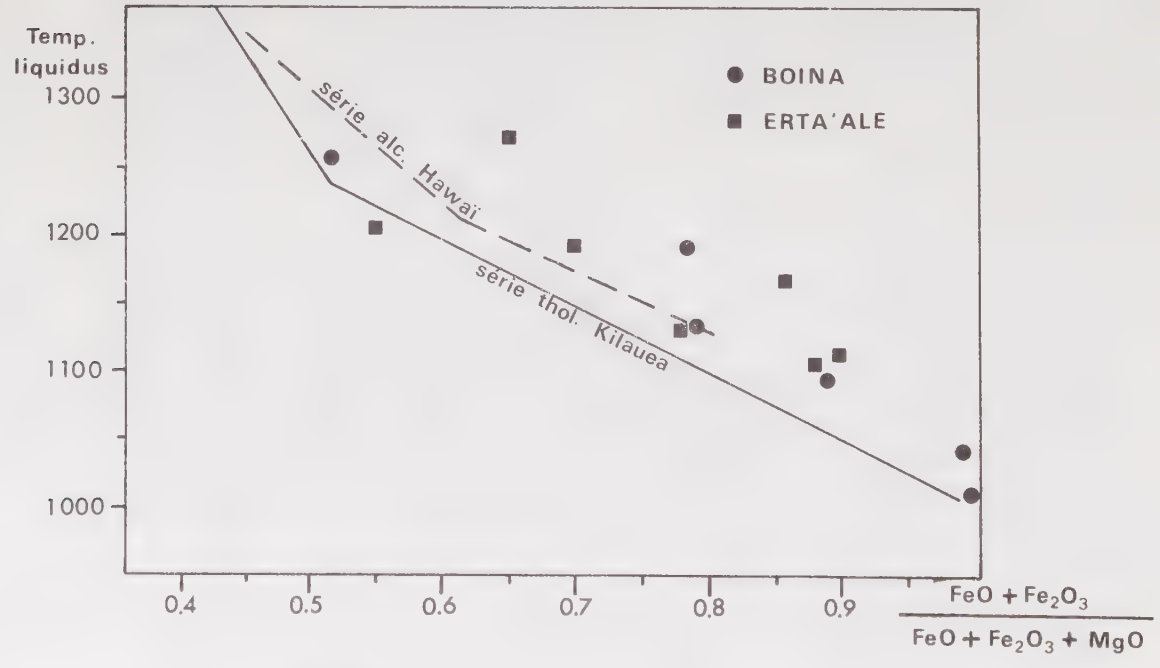


figure 28 : températures de liquidus en fonction de l'enrichissement en fer pour les séries de l'Erta'Ale et du Boïna.

La série tholéiitique d'Hawaï (traits pleins) présente pour des stades d'évolution identiques, des températures de liquidus plus basses par rapport à la série alcaline d'Hawaï (traits pointillés).
(réf : Tilley, Yoder et Schairer, Carnegie Inst. Year Book 1965)

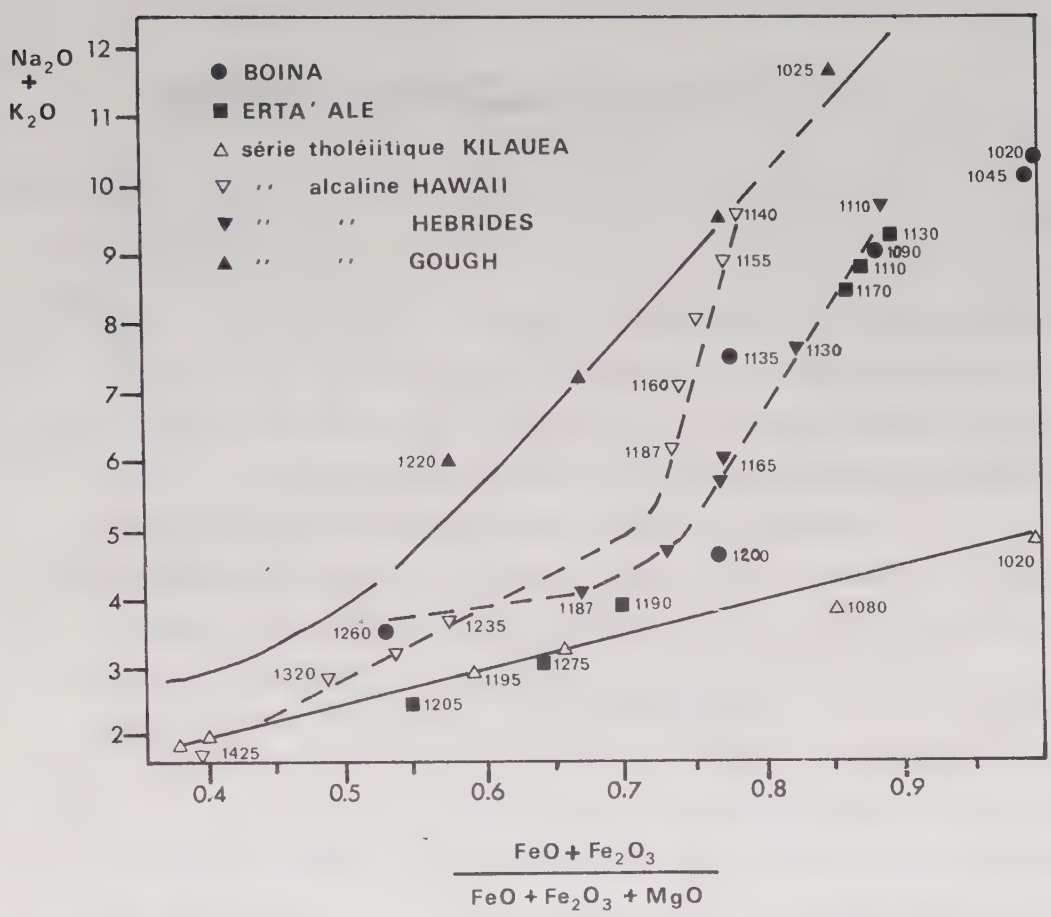


figure 29 : Enrichissement en fer et alcalins dans trois séries alcalines et une série tholéiitique, comparé avec Boïna et Erta'Ale. Les températures de liquidus sont indiquées en degrés C. L'Erta'Ale se distingue par une tendance tholéiitique dans le début de la série. (ref : Tilley, Yoder et Schairer, in Carnegie Inst.Year Book 1965).

b) l'hyperalcalinité abaisse fortement les températures de liquidus, et peut ainsi permettre au fractionnement de se poursuivre de manière plus radicale (cf.fig 29).

Un certain nombre de travaux expérimentaux ont d'ailleurs démontré, dans les systèmes résiduels plus ou moins hyperalcalins, l'abaissement de la température du minimum ternaire en fonction de la peralcalinité (Tuttle et Bowen 1958 ; Carmichaël et Mac Kenzie 1963 ; Thompson et Mac Kenzie 1967 ; Roux et Varet 1974)

C (2) - APPARITION DES PHASES MINERALES

En comparant les figures 17 et 21 (Erta'Ale et Boïna, à Ni-NiO), on constate peu de différence dans l'ordre d'apparition des phases en fonction de la nature des roches, d'une série à l'autre : températures relativement groupées pour olivine, plagioclase et pyroxène, avec une décroissance régulière ; remontée en température des opaques dans le premier stade d'évolution.

L'intervalle de température d'apparition de toutes les phases est plus important dans les roches de fin de série de l'Erta'Ale que dans celles du Boïna.

De même, la comparaison des figures 18 et 22 (Erta'Ale et Boïna à 0.2 % H_2) montre que les minéraux opaques n'apparaissent pas au liquidus dans les basaltes de l'Erta'Ale, alors qu'ils y apparaissent dans les mêmes conditions au Boïna. Or ces roches ont des teneurs en fer total très voisines (B : 10,96 %. E'A : 10.23 %). Elles diffèrent cependant par leur alcalinité (B : Na_2O+K_2O= 3.50% E'A : Na_2O + K_2O = 2.44 %). Douglas et al. (1965) ont montré que les alcalins dans les verres, diminuent l'activité de l'oxygène et donc exercent un contrôle sur les conditions redox dans le milieu, tandis que Paul et Douglas (1965) ont mis en évidence dans des verres simples l'augmentation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} avec l'augmentation des teneurs en alcalins et particulièrement en K_2O, à fO_2 constante.

Or, ce rapport est de 4.00 au Boïna, 0.64 à l'Erta'Ale, pour des teneurs correspondantes en K_2O de 0.80 et 0.25 !

Un tel phénomène pourrait donc être invoqué dans ce cas, et l'effet des alcalins, toutes choses égales par ailleurs, sur les conditions redox expliquerait la différence de comportement des opaques dans G 495 et CH 48.

D'autre part, comme à Ni-NiO, nous notons la même remontée en température des oxydes dans les termes intermédiaires, où ils occupent le liquidus du fait des conditions de fO_2, tandis que ceux-ci disparaissent pratiquement dans les produits les plus évolués. Cette remontée, phénomène toujours observé, montre que la stabilité des oxydes est contrôlée à la fois par la fO_2 et la composition du liquide, et indique à nouveau une équivalence possible du rôle de la variation de fO_2 et de la variation de composition.

C (3) - fO_2 et EVOLUTION

a) A l'Erta'Ale, le comportement des opaques suggère expérimentalement une fO_2 basse, voisine de Ni-NiO. La figure 30 , basée sur le calcul fO_2/Température à partir des compositions des couples d'oxydes dans la série naturelle, montre une évolution dans des conditions proches de QFM pour la fin de la série. C'est d'ailleurs l'apparition massive des opaques aux stades intermédiaires qui permet à l'assemblage quartz-fayalite-magnétite de jouer le rôle de tampon.

b) Au Boïna les mêmes arguments soulignent des conditions "sèches", tandis que les opaques expérimentaux et naturels (cf. fig. 24) donnent une fO_2 proche de Ni-NiO comme réaliste etcohérente avec l'ensemble des observations.

Toutefois, le modèle de variation de la fO_2 établi pour l'évolution du Boïna par Treuil et Varet(1973) repris par Barberi et al.(1975) nous permet d'aller plus loin dans la discussion.

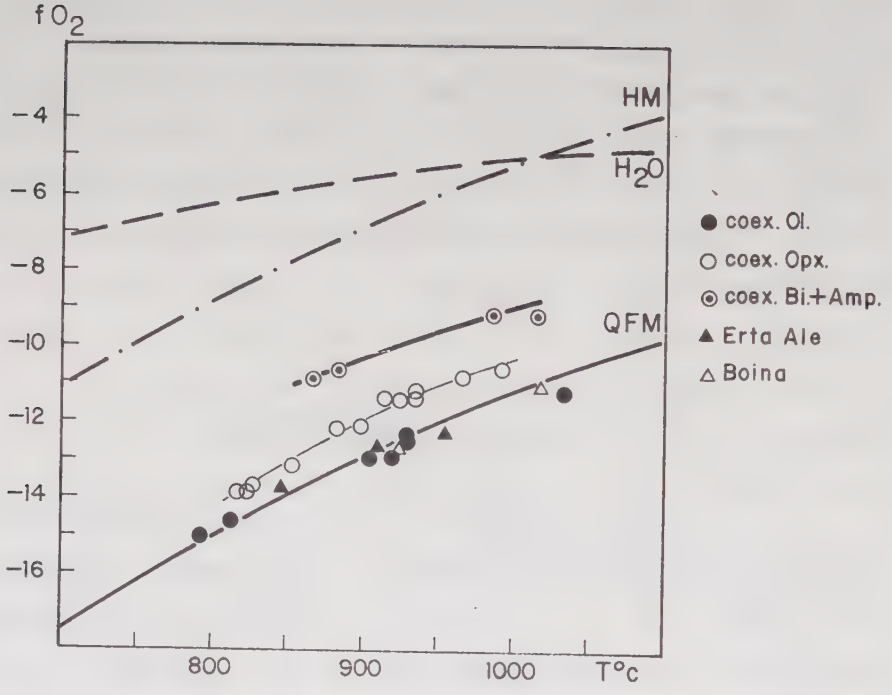


Figure 30 : Relations fO_2- température pour différents minéraux coexistants avec des oxydes de fer et titane. Les courbes des tampons QFM, H_2O et HM sont indiquées (à 1 atm. P tot.) (BIZOUARD et al, à paraitre

Ce modèle souffre d'un certain nombre d'imprécisions et d'interprétations erronées, comme en ont convenu les auteurs, aussi nous tenterons, avec leur accord et sur la base de nos résultats expérimentaux, de faire une mise au point.

Reprenant les trois principales étapes reconnues dans l'évolution du Boïna - et très proches de celles observées à l'Erta'Ale -, nous pouvons reconnaître la succession suivante (figure 31) :

- dans la partie basique de la série (f = 1 à f = 0.30), la fO_2 serait initialement de 10^{-4}(Log.atm). Cette estimation est incompatible avec les résultats expérimentaux qui montrent qu'à une telle fO_2 les oxydes sont au liquidus, et avec les données de la littérature qui donnent pour des basaltes une fO_2 comprise entre 10^{-7} et 10^{-10} (Fudali 1965 ; Thompson 1975). La valeur de ce paramètre imposée sur Ni-NiO pour G 495 (entre $10^{-6.85}$ et $10^{-7.65}$) paraît plus réaliste.

L'évolution des basaltes aux ferro-basaltes et trachytes sombres se ferait sous fO_2 fortement décroissante, ce qui est en accord avec les données pétrographiques (enrichissement en fer du liquide, absence de cristallisation des opaques), géochimiques (enrichissement en europium dans le liquide) et expérimentales.

A f = 0.40 la précipitation des oxydes induirait une accentuationde la diminution de fO_2. Les clinopyroxènes qui cristallisent à ce stade sont riches en fer, ce qui est caractéristique d'une faible fO_2 (cf. fig. 15b)

Durant ce stade de l'évolution, le comportement du fer et de la silice dans le liquide, comparés sur la figure 31 , se rapprochent du modèle proposé par Muan (1958) et Osborn (1959), modèle selon lequel de telles variations caractérisent un système qui évolue par fractionnement <u>à composition globale constante et à fO_2 décroissante</u>. Ce serait le cas, par exemple, d'un magma dont la teneur en eau est trop faible pour fournir un réservoir d'oxygène.

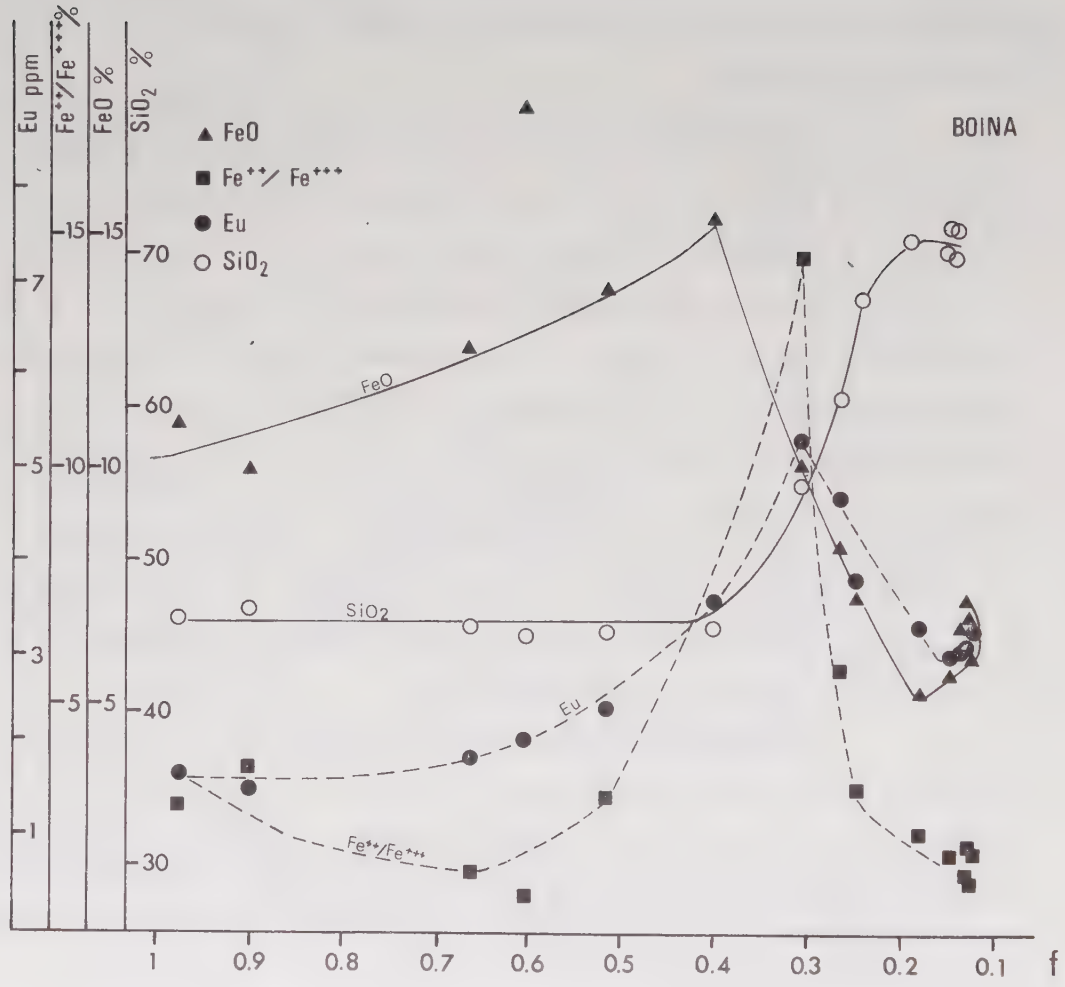


Figure 31 : Variations des teneurs en silice, fer total (exprimé en FeO), europium et du rapport Fe^{++}/Fe^{+++} en fonction de f dans la série du Boina.
(d'après BARBERI et al, modifiée)

- de f = 0.30 à f = 0.15, la fO_2 atteindrait un minimum, puis remonterait brutalement.

A f = 0.30 le calcul de fO_2 à partir de la répartition feldspath-liquide de l'europium donnerait une valeur de $10^{-10.7}$, que les auteurs comparent avec satisfaction à la valeur déterminée à partir des couples d'oxydes par Carmichaël (1967) dans une pantellerite, soit $10^{-11.2}$

Si cette comparaison nous paraît discutable - à f = 0.30 correspondent non pas des pantellerites mais les trachytes sombres - la valeur trouvée correspond à peuprès à l'équilibre QFM, ce qui confirmerait le rôle de tampon de l'assemblage QFM au Boïna comme à l'Erta'Ale (cf. figure 30).

Cependant, le même calcul de fO_2 à partir de l'europium à f = 0.13, dans la troisième étape de la différenciation, donne $10^{-4.2}$. Treuil et Varet invoquent donc entre f = 0.30 et f = 0.13 une brutale remontée de fO_2, qu'il est difficile de concevoir. Lesauteurs attribuent ce phénomène à un changement de tampon dans le magma.

Or, il apparaît après discussion que la valeur de $fO_2 = 10^{-10.4}$ a été déterminée non pas à f = 0.30 mais à f = 0.18, et donc il n'est pas nécessaire de provoquer cette brutale remontée. Simplement l'évolution se poursuit sous faible fO_2, ce que confirme la diminution des teneurs en europium dans le liquide, et probablement sous contrôle du QFM, soit dans des conditions proches de Ni-NiO.

La dernière valeur élevée de fO_2 ($10^{-4.2}$) dans le stade le plus évolué est anormale, si nous la comparons précisément aux résultats de Carmichaël cités précédemment. Cette anomalie peut être attribuée à la disparition de l'assemblage-tampon, les opaques disparaissant dans ces roches, expérimentalement comme dans les échantillons naturels.

Au total, la variation d'ensemble de la fugacité d'oxygène dans la série du Boïna est assez continue - et non marquée par des changements brusques -, avec une décroissance de 10^{-7} à 10^{-11} confirmée à la fois expérimentalement et par la succession minéralogique.

Seuls les termes extrêmes, les Pantellerites, semblent se comporter différemment, comme nous l'avons déjà signalé à propos des résultats expérimentaux, à partir desquels il est difficile de conclure.

La première partie de la variation correspond au modèle d'Osborn (1959), et suggère, du fait des teneurs en fer élevées et de la pression d'eau très faible estimée, un contrôle des conditions redox par le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+}.

L'apparition des oxydes accentue la diminution de fO_2 (Osborn, 1959), et l'augmentation différentielle de pression partielle qui en découle pour les autres gaz (Cl et F) se traduit par la précipitation de l'apatite. Nicholls et Carmichaël (1969) ont montré que les roches hyperalcalines sont pauvres en eau et riches en halogènes.

La seconde partie, après la précipitation des opaques, évolue le long de la courbe QFM, c'est-à-dire qu'en fait c'est encore le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} qui joue un rôle déterminant sur la fO_2. Il est cependant probable que les fortes teneurs en alcalins des termes de la fin de série influencent l'activité du fer et de l'oxygène, comme déjà signalé précédemment, et ce problème devra être envisagé ultérieurement du point de vue thermodynamique.

Enfin la disparition des opaques dans les termes ultimes de la série provoque une augmentation de fO_2, alors non tamponnée.

CONCLUSIONS

Des échantillons de roches représentatifs des stades principaux de l'évolution de deux séries volcaniques ont été étudiées expérimentalement sous un atmosphère de pression totale et sous fugacité d'oxygène contrôlée.

Les phases obtenues ont été analysées à la microsonde électronique et comparées à celles des échantillons naturels.

Ces séries, de caractères magmatiques proches, ont été choisies parmi les unités volcaniques de l'Afar:

- la série basalte transitionnel - rhyolite alcaline de l'Erta'Ale, d'affinité tholéiitique.

- la série basalte transitionnel - pantellerite du Boïna, d'affinité plus alcaline.

Les résultats de l'étude expérimentale confirment les conclusions des travaux antérieurs sur l'évolution de ces séries et apportent un certain nombre de données nouvelles dont nous rappellerons brièvement l'essentiel:

L'étude a été effectuée sur des échantillons aphyriques ou subaphyrique (moins de 5% de phénocristaux). Deux échantillons porphyriques ont été étudiés pour comparaison.

Les températures anormalement élevées de stabilité des minéraux en phénocristaux dans ces échantillons porphyriques indiquent le caractère cumulatif de ces phases, et confirment l'intérêt qu'il y a à travailler sur des roches aphyriques pour suivre l'évolution des liquides successifs.

- Au Boïna, la décroissance des températures de liquidus avec l'évolution de la série - de 1260° au stade des basaltes à 1020° pour les pantellerites - est compatible avec une relation génétique faisant dériver les liquides successifs les uns des autres par un processus de cristallisation fractionnée sous l'effet d'un refroidissement progressif.

- A l'Erta'Ale, la variation observée est de 1200° au niveau des basaltes à 1130° pour les rhyolites. Toutefois, l'image obtenue est plus complexe, cette variation en particulier ne se faisant pas de façon régulière.

Cette observation est en accord avec les études minéralogiques (BIZOUARD et al , à paraître) et géochimiques (TREUIL et al, à paraître) récentes et doit être corrélée à la complexité de la structure de la chaîne de l'Erta-Ale.

- Dans chacune des roches étudiées, l'apparition de l'ensemble de la minéralogie se fait, lors des synthèses, dans un faible intervalle de température, de 50° environ. L'intervalle de cristallisation est voisin de 150°. Ces données sont en accord avec les nombreux travaux sur les roches basaltiques (YODER et TILLEY, 1962).

- L'alcalinité des magmas apparaît comme un facteur important dans l'évolution thermique de chaque série.

Dans les termes peu évolués, les températures de liquidus sont plus élevées pour une série alcaline (Boïna) que pour une série plus tholeiitique (Erta'Ale), conformément aux conclusions de TILLEY et al (1965) et de EDGAR (1974). En revanche, les produits finaux de Boïna, qui sont fortement hyperalcalins, ont des températures de liquidus nettement inférieures à celles des termes homologues de la série de l'Erta'Ale peu ou pas hyperalcalins.

Un important dégazage intervient lors de la fusion des termes ultimes de la séries de l'Erta'Ale, révélant clairement une forte teneur en éléments volatils dissouts dans le magma.

Ce phénomène n'est pas observé dans les échantillons de la série du Boïna. Ceci n'implique pas nécessairement une moindre teneur en fluides pour cette série mais pourrait être éventuellement lié à un dégazage de ces roches plus aisé du fait d'une moindre viscosité. Des études quantitatives sur les volatils présents en solution dans les verres volcaniques sont évidement très souhaitables.

Dans l'ensemble, la pression d'eau associée à ces séries semble faible, tandis que nos résultats montrent une légère augmentation de celle-ci (de l'ordre de quelques centaines de bars probablement) au cours de l'évolution.

Dans le basalte de Boïna, l'ordre de cristallisation sous faible fO_2 (Ni-NiO), 1) Plagioclase 2) Clinopyroxène, est inversé sous une fO_2 plus élevée (0,2% H_2). Ce phénomène souligne le rôle déterminant de la fugacité de l'oxygène - c'est-à-dire des conditions d'oxydo-réduction - sur l'ordre d'apparition des phases dans les magmas transitionnels, conditionnant ainsi leur différenciation et donc aussi bien la nature des phases qui cristallisent que l'évolution chimique des liquides.

L'ordre d'apparition des phases <u>au liquidus</u> varie en fonction de l'évolution de chaque série et des conditions expérimentales, comme le résume le tableau suivant :

	ERTA ' ALE		BOÏNA	
Roche	Phases du liquidus à Ni-NiO	à 0,2% H_2	Phases du liquidus à Ni-NiO	à 0,2% H_2
Basalte	Ol+Pl+Cpx+Sp	Ol+Pl	Ol+Sp	Ol+Op+Cpx
Termes intermédiaires	Pl	Op+Pl	Pl	Op.
Rhyolites	Pl	Pl	-	-
Pantellerites	-	-	Felds.alc.	Felds.alc.

(observations : Ol = Olivine, Op = Opaques, Cpx = Clinopyroxène
Pl = Plagioclase, Feds.alc. = Feldspath alcalin.

Les séquences de cristallisation dans les séries naturelles à l'Erta' Ale et au Boïna sont du type Olivine-Plagioclases -Opaques-Feldspaths alcalins (au Boïna seulement), et donc sont en faveur de conditions de faible fO_2 (Ni-NiO). Ceci est en accord avec la détermination de la fO_2 de façon indépendante par la méthode des oxydes.

Les minéraux synthétiques et naturels sont de composition identique. Ceci traduit d'une part une bonne approche des conditions d'équilibre lors des fusions, d'autre part des conditions naturelles et expérimentales peu différentes, et enfin que les minéraux trouvés dans les roches naturelles aphyriques sont en équilibre avec les liquidus qu'elles représentent.

La cristallisation des minéraux opaques, permet d'observer les effets parallèles que jouent la variation de la fO_2 et de la composition du liquide sur leur champ de stabilité. Ainsi la teneur en alcalins modifie l'activité de l'oxygène et le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} du liquide. Ainsi de l'Erta'Ale au Boïna, une augmentation de K_2O dans les basaltes se traduit par une augmentation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} et favorise l'apparition des oxydes. De même, pour une même composition, une augmentation de fO_2 va permettre la précipitation d'oxydes.

Le modèle d'évolution de la série du Boïna a pu être précisé : la variation de fO_2 au long de la différenciation est régulière, voisine de la courbe Ni-NiO, contrôlée principalement par le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} . Les volatils (S,Cl,F...) semblent jouer un rôle important dans les termes les plus évolués.

L'ensemble de ce travail ajoute donc au faisceau d'arguments pétrologiques, volcanologiques et géochimiques une approche expérimentale des conditions de fractionnement dans des séries magmatiques.

La présente étude a été réalisée dans des conditions de fugacité d'oxygène contrôlée à la pression de 1 bar. Il serait intéressant de préciser l'effet de pH_2O et de p totale par des autres travaux expérimentaux à pression faible à modérée. L'influence des autres éléments volatils sur l'évolution des séries

étudiées devrait également être abordé par de nouveaux travaux . Mais il faudrait multiplier les expériences pour préciser l'influence de ces divers paramètres. La méthode d'étude des inclusions vitreuses des phénocristaux des laves, particulièrement développée par R.CLOCCHIATTI (1974), est intéressante à cet égard. Les reliquats magmatiques représentent en effet un liquide piégé en présence de l'ensemble de ses composés volatils par la croissance d'un cristal. L'étude in situ de ces reliquats permet donc d'effectuer des mesures physiques qui tiennent comptent de l'incidence réelle de ces divers composants sur l'évolution des séries naturelles.

Cette technique a été utilisée (BENHAMOU et CLOCCHIATTI,1976) pour aborder le problème de la genèse des pantellerites de Pantelleria. La méthode a révélé de très interessantes possibilités pour résoudre des problèmes analogues (détermination des températures d'apparition des phases, par exemple), mais la mesure des températures manque encore de précision.

La combinaison de ces diverses méthodes d'étude expérimentale doit permettre de préciser les paramètres controlant l'évolution des séries naturelles.

Ces études sont évidement complémentaires de travaux d'inspiration plus analytique cherchant à extraire des données thermodynamiques de systèmes nécessairement très simplifiés.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE 1

Microphotographies d'échantillons naturels en lame mince.

A. Basalte du Boina (G 495), L.N.

On peut reconnaitre en haut à droite une olivine, les plagioclases sont en microlites clairs. Les pyroxènes sont rares et les minéraux opaques très tardifs (dans la mésostase et en plages xénomorphes)

B. Basalte de l'Erta Ale (CH 48), L.N.

Structure et minéralogie voisines de G 495. Noter l'aspect plus fin (les échelles sont identiques).

C. Trachyte du Boina (D 214), L.N.

La présence de plagioclase inclu dans les minéraux opaques -qui apparaissent en phénocristaux à ce stade- indiquent que ceux-ci sont plus précoces.

A

B

C

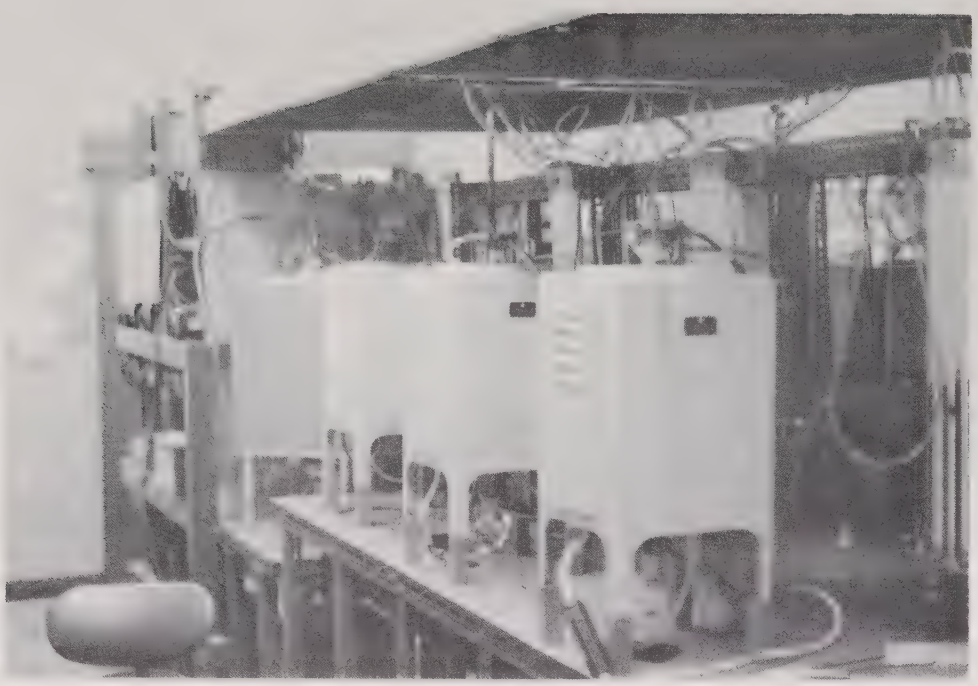
PLANCHE 2

Equipements expérimentaux.

A. 4 des fours à atmosphère controlée de l'Atmospheric Pressure Laboratory d'Edinburgh.

B. Détail de la partie inférieure de l'un des fours. On reconnait le boitier métallique inférieur fixé sur le tube interne (cf. figure 8), avec l'arrivée du mélange gazeux, et le pot de trempe.

C. Détail de la partie supérieure, montrant le boitier métallique supérieur également fixé sur le tube interne du four, avec l'évacuation des gaz et la sonde porte-échantillon engagée dans le four.
Les boitiers métalliques supérieur et inférieur sont refroidis par une circulation d'eau.



A

B

C

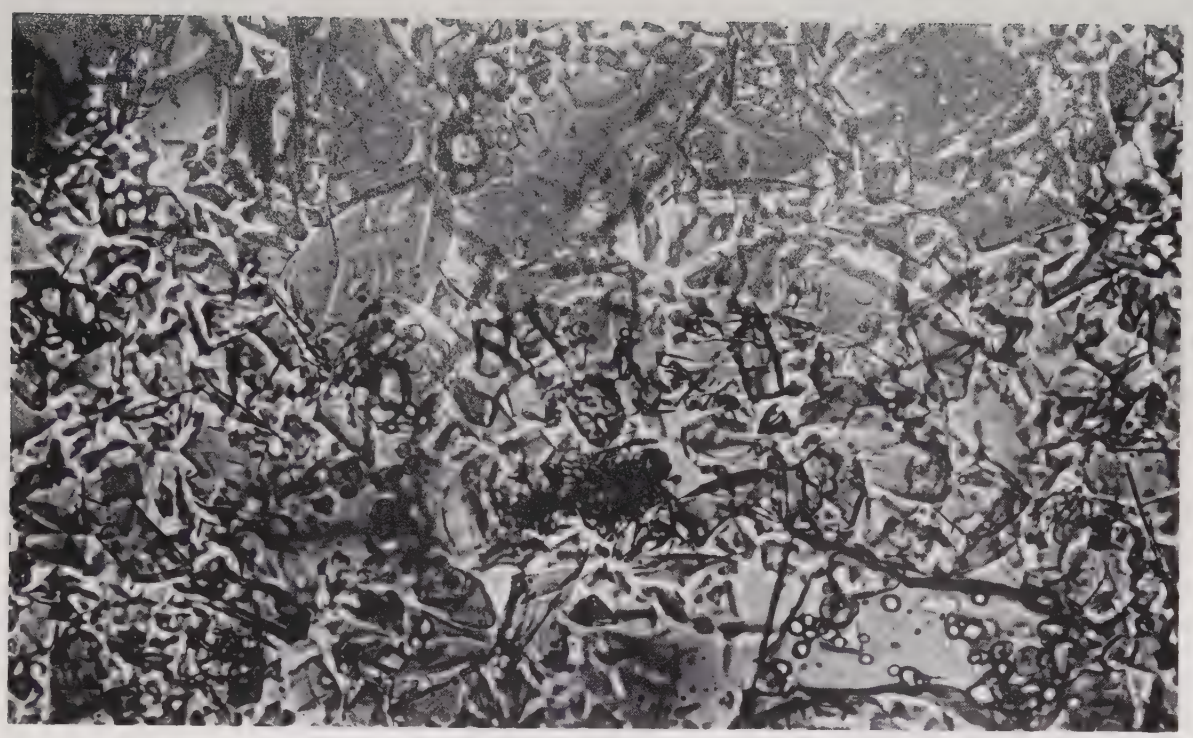
PLANCHE 3

Produits expérimentaux

A. Vue d'une préparation de l'échantillon G 495 fusion n° 14 (1203°). Le verre formé lors de la fusion est broyé grossièrement et monté entre lame et lamelle dans une liqueur d'indice connu. On identifie ensuite les minéraux apparus et contenus dans les esquilles de verre.

B. Détail de la préparation précédente. Dans un fragment du verre on reconnait des olivines automorphes trapues, ainsi que deux plagioclases.

L'échelle vaut 20 μ sur les deux clichés.



A

B

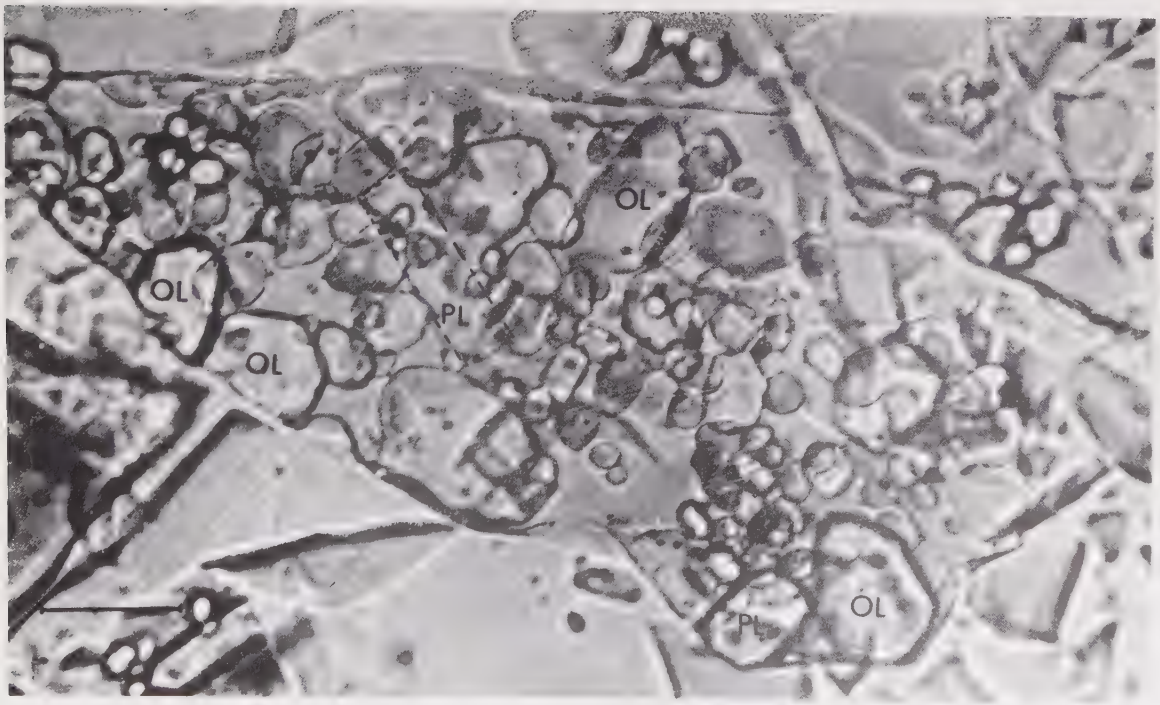


PLANCHE 4

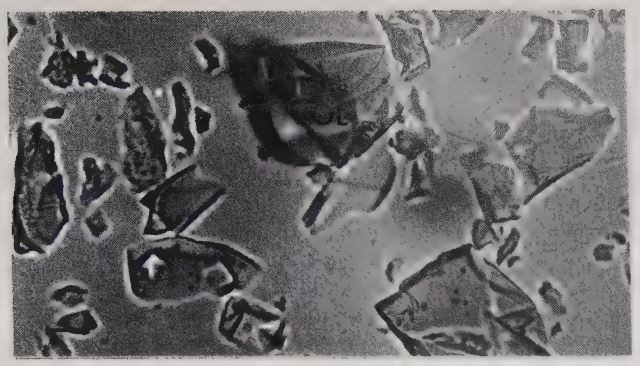
Produits expérimentaux.

A. Olivine synthétique dans une esquille de verre.
Echantillon de basalte G 495, fusion n° 18 (1253°).

B. Assemblage Spinelle (SP) + Olivine (OL) + Plagioclase (PL)
dans le verre du basalte CH 48, fusion n° 14 (1203°).

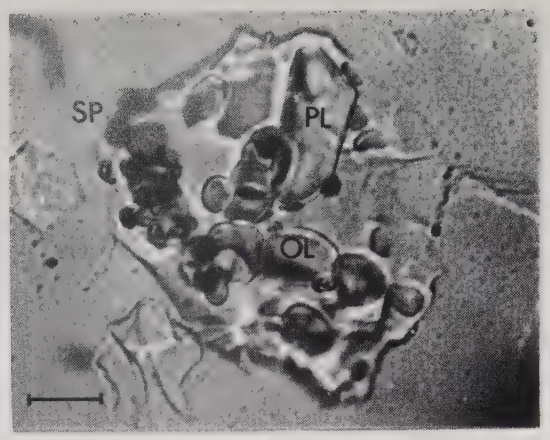
C. et D. Olivines automorphes dans le verre de G 495 à 1237°.

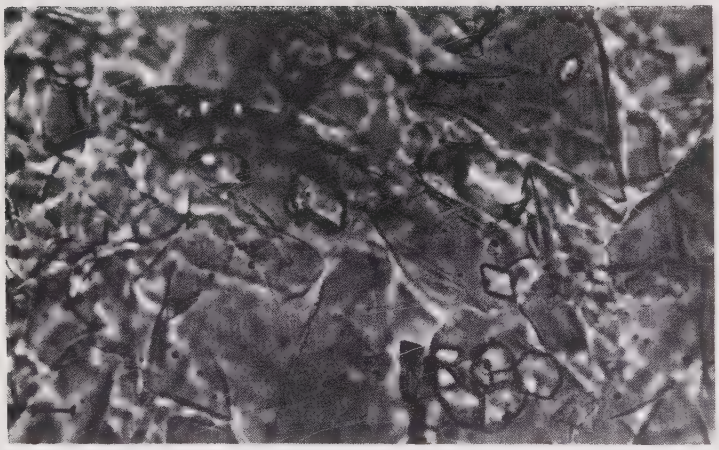
L'échelle représente 20µ sur les photos.



A

B





C

D

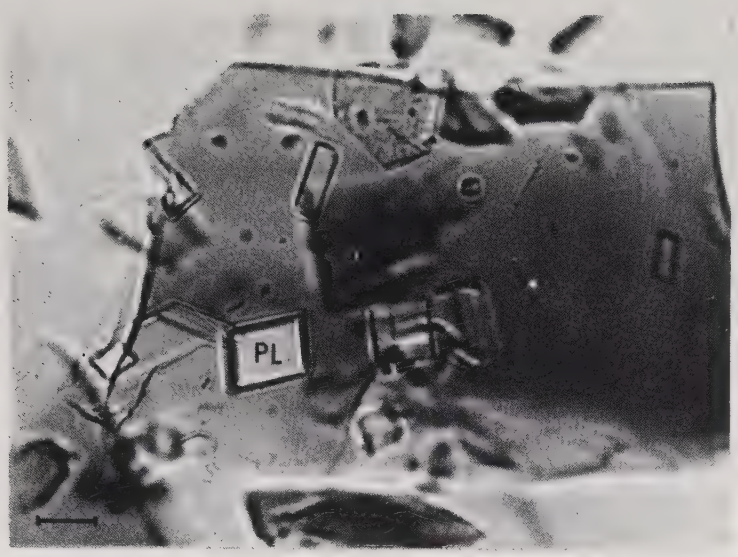
PLANCHE 5

Produits expérimentaux. Echantillon S 46.

A. Fragments de verre avec des plagioclases recristallisés. Fusion n° 12 (1160°) à Ni-NiO.

B. Assemblage Plagioclases (PL) + Opaques (OP) dans le verre formé à la même température, (fusion n° 26, 1157°) mais sous une atmosphère plus oxydante.
Noter dans ces conditions le développement important des minéraux opaques.

L'échelle est de 20μ .



A

B

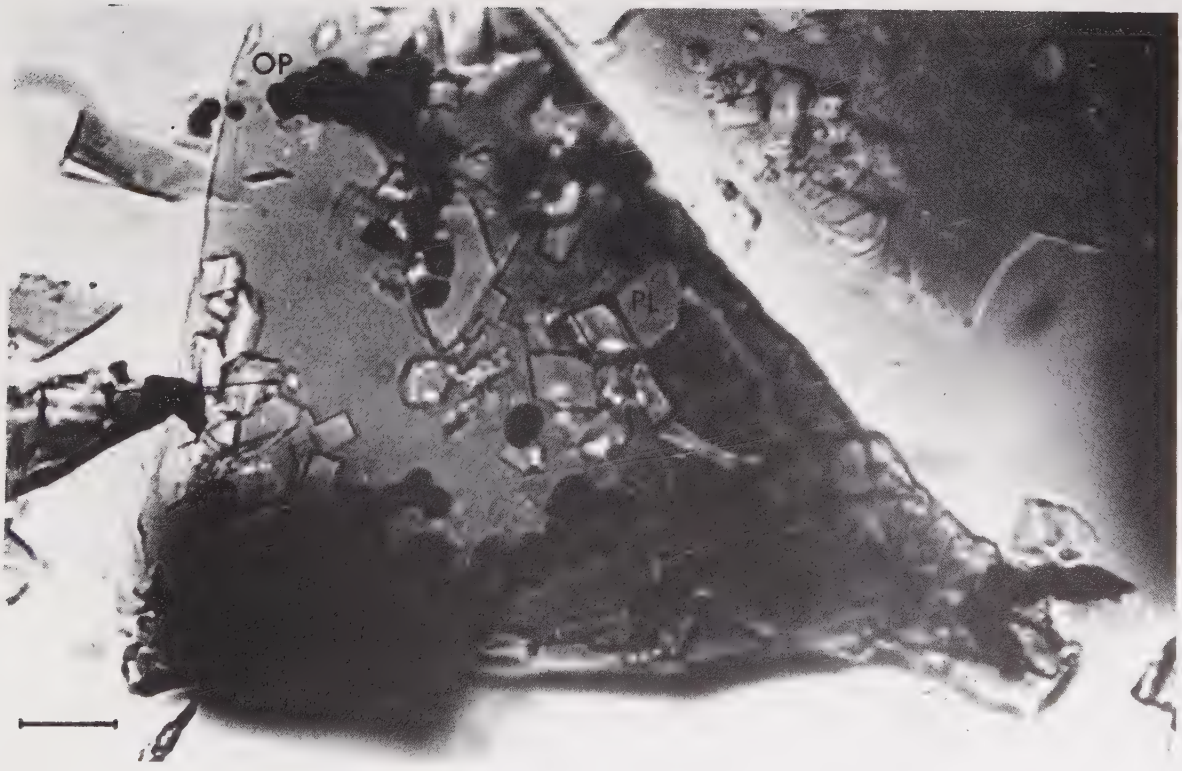


PLANCHE 6

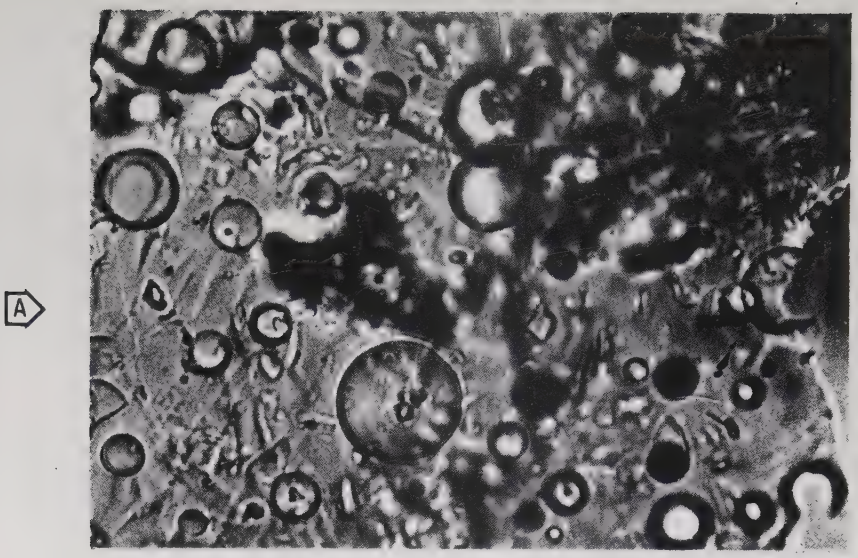
Produits expérimentaux.

A. Bulles développées dans les verres formés lors des fusions des termes ultimes de la série de l'Erta Ale. (ici dans F 56, fusion n° 29 à 1103°)

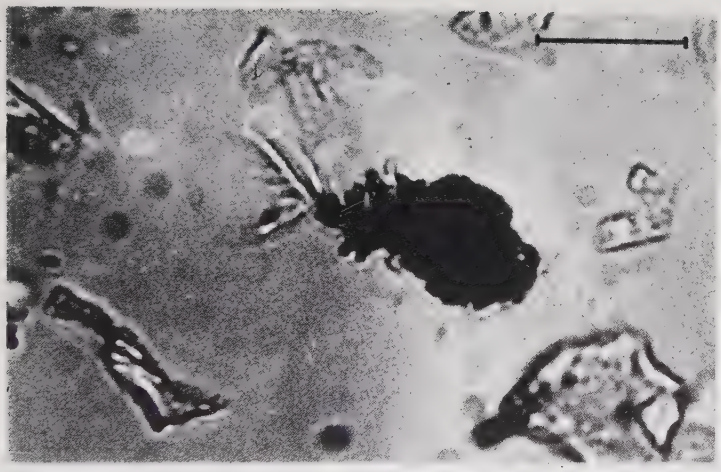
B. "Quench phase". Minéraux apparus lors de la trempe et caractérisés par leur forme en dendrites. Ici, minéral opaque et un minéral transparent dans ER 73, fusion n° 21 (1186°).

C. Reliques de plagioclases dans ER 73 (fusion n° 17, 1177°). Ces reliques sont la partie non fondue des phénocristaux de plagioclases de l'échantillon, et sont aisément distinguables des phases néoformées.

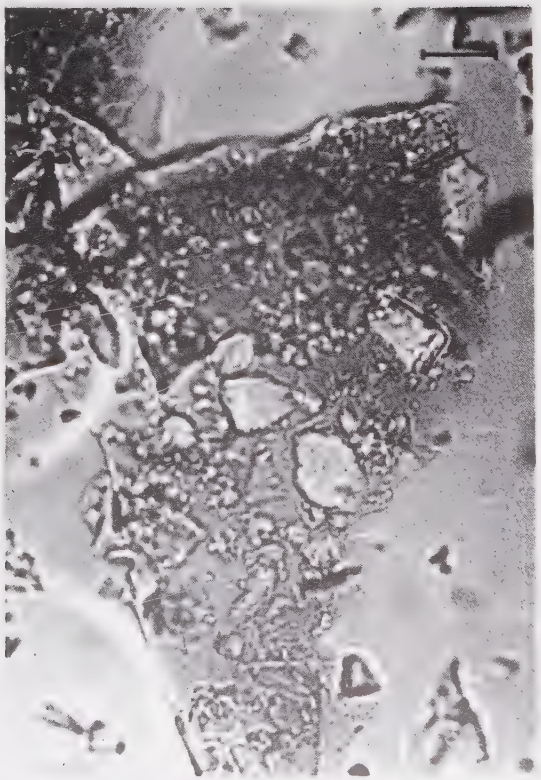
L'échelle vaut 20µ sur chaque photo.



A



B



C

BIBLIOGRAPHIE

BARBERI,F.,BORSI,S.,FERRARA,G.,MARINELLI,G. et VARET,J. (1970).-
"Relations between tectonics and magmatology in the northern Danakil depression (Ethiopia)".
Phil.Trans.R.Soc., A 267,293-311.

BARBERI,F.,VARET,J. (1970).- "The Erta Ale volcanic range (Danakil depression, northen Afar,Ethiopia).
Bull.Voc., XXXIV-4 , 848-917.

BARBERI,F.,BIZOUARD,H. et VARET,J. (1971).-"Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas".
Contr.Mineralogy and Petrology, 33,93-107

BARBERI,F., BORSI,S.,FERRARA,G.,MARINELLI,G., SANTACROCE,R., TAZIEFF,H., et VARET,J. (1972).- "Evolution of the Danakil depression (Afar,Ethiopia) in light of radiometric age determinations".
J.Geol.,(),720-729

BARBERI,F. et VARET,J. (1972).- "Geological map of the Erta Ale volcanic range (1/100 000è)".

BARBERI,F., JORON,J.L., TREUIL,M. et VARET,J. (1975).- "Le magmatisme traceur de la géodynamique de la région de l'Afar".
Coll.Soc.géol.,Brest.

BARBERI,F.,SANTACROCE,R., FERRARA,G.,TREUIL,M. et VARET,J. (1975).- "A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crustallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia).
J.Petrol.,16 ,22-56.

BENHAMOU,G. et CLOCCHIATTI,R. (1976).- "La thermométrie optique, outil pétrologique. Essai d'utilisation et d'application à l'étude des reliquats magmatiques des phénocristaux de laves hyperalcalins de Pantelleria".
Bull.Soc.Fr.Minéral.Cristallogr.,99,111-116.

BIGGAR,G.M. (1969).- "Computer program for the calculation of the partial pressure of oxygen in CO_2-H_2 mixtures"
in "Progress in experimental petrology,first report, 105-108.

BIGGAR,G.M. (1970).- "Molybdenum as a container for melts containing iron oxide".
Amer.Ceram.Soc.Bull.,49 , 286-288.

BIGGAR,G.M. et O'HARA,M.J. (1972).- "Glass as a starting material"
in"Progress in exp.petrol.",second report, 104.

BIGGAR,G.M. (1974).- "Oxygen partial pressures :control,variation and mesurement in quench furnaces at one atmosphere total pressure".
Min.Mag.,39, 580-586.

BIGGAR,G.M. (1974).- "Phase equilibrium studies of the chilled margins of some layered intrusions".
Contr.Mineral. and Petrol.,46, 159-167.

BIZOUARD,H.,BARBERI,F. et VARET,J. (à paraître).- "Mineralogie de séries volcaniques axiales de l'Afar : précisions sur les processus et les conditions de fractionnement des magmas basaltiques dans les zones en accrétion".

BOW,C., BIGGAR,G.M. et KRISHNAMURTHY, P. (1976).- "Loss of iron and alkalis from samples at various fo_2 at atmospheric pressure.
in "Progress in exp.petrol", third report, 141-143.

BOWEN,N.L. et SCHAIRER,J.F. (1935).- "The system MgO-FeO-SiO_2".
Am.J.Sci.,29,151-217.

CARMICHAEL,I.S.E. et MACKENZIE,W.S. (1963).- "Feldspar liquid equilibria in pantellerites : an experimental study".
Am.J.Sci., 261, 382-396.

CLOCCHIATTI,R. (1974).- "Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz : étude optique, thermo-optique et chimique.
Application géologique".
Thèse d'Etat, Orsay.

DARKEN,L.S. et GURRY,R.W. (1945).- "The system iron-oxygen. I. The wüstite field and related equilibria".
J.Am.Chem.Soc.,67,1398-1412.

DARKEN,L.S. et GURRY,R.W. (1946).- "The system iron-oxygen. II. Equilibrium and thermodynamics of liquid oxide and other phases".
J.Am.Chem.Soc.,68, 798-816.

DOUGLAS,R.W., NATH,P. et PAUL,A. (1965).- "Oxygen ion activity and its influence on the redox equilibrium in glasses".
Phys.Chem.glasses, 6, 216-223.

EDGAR,A.D. (1974).- "Experimantal studies".
in "Alkaline rocks S ØRENSON ed.

FUDALI,R.F. (1965).- "Oxygen Fugacities of basaltic magmas".
Geochim.Cosmochim.Acta, 29, 1063-1075.

GIBSON,W.S. et HUME-ROTHERY,W. (1958).- "The constitution of alloys of iron with ruthenium,rhodium,palladium and silver".
J.Iron Steel Inst., 189,243-250.

HAMILTON,D.L.,BURNHAM,C.W. et OSBORN,E.F. (1944).- "The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas".
J.Petrol.,5 ,21-39.

HAMILTON,D.L. et ANDERSON,G.M. (1970).- "Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas".
in "Basalts" ,HESS,ed.

HOLLOWAY,J.R. et BURNHAM,C.W. (1971).- "Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure.
J.Petrol.,13, 1-29.

HUEBNER,J.S. (1975).- "Oxygen fugacity values of furnace gas mixtures".
Am.Mineralogist, 60, 815-823.

HUMPHRIES,D.J. et COX,K.G. (1972).- "Melting data for volcanic rocks from Aden, south Arabia".
in" Progress in exp.petrol., second report, 116.

HUMPHRIES,D.J. (1975).- "Phase equilibrium studies of some basalt like compositions in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-Na_2O-Fe-O" Ph.D. Thesis, Edinburgh.

KENNEDY,G.C. (1948).- "Equilibrium between volatils and iron oxydes in igneous rocks".
Am.J. Sci.,,246, 529-49.

MUAN,A. (1958).- "Phase equilibria at high temperatures in oxide systems involving changes in oxidation states".
Am.J.,256,171-207.

MUAN,A. (1963).- "Silver-palladium alloys as crucible material in studies of low-melting iron silicates".
Amer.Ceram.Soc.Bull.,42,344-347.

NESBITT,R.W. et HAMILTON,D.L. (1970).- "Crystallisation of an alkali-olivine basal under controlled PO_2 ,P_{H_2O} conditions".
Phys.Earth Planet.Interiors,3, 309-315.

NICHOLLS,J. et CARMICHAEL,I.S.E. (1969).- "Peralkaline acid liquids: a petrological study".
Contr.Mineral.Petrol., 20, 268-294.

OSBORN,E.F., (1959).- "Role of oxygen pressure in the crystallization and differenciation of basaltic magma".
Am.J.Sci.,256, 609-647.

OSBORN,E.F. et ROEDER,P.L. (1960).- "Effect of oxygen pressure on crystallization in simplified basalt systems".
21st Intern. geol.Congr.Copenhague, Rep.13,147-155.

PAUL,A. et DOUGLAS,R.W. (1965).- "Ferrous ferric equilibrium in binary alkali silicate glasses".
Phys.Chem.Glasses,6 ,207-211.

PRESNALL,O.C. (1966).- "The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas".
Am.J.Sci., 264, 753-809.

ROEDER,P.L. et EMSLIE,R.F. (1970).- "Olivine-liquid equilibrium".
Contr.Mineral.and Petrol.,29, 275-289.

ROUX,J. et VARET,J. (1975).- "Alkali feldspar liquid equilibrium relationships in peralkaline oversaturated systems and volcanic rocks."
Contrib.Mineral.Petrol.,49, 67-81.

SCHAIRER,J.F. (1959).- "Phase equilibria with particular reference to silicate systems".
in "Physicochemical measurements at nigh temperatures, ed. Bockris, White et Mckenzie, Butterworths, London.

THOMPSON,R.N. et MACKENZIE,W.S. (1967).- "Feldspar liquid equilibria in peralkaline acid liquids : an experimental study".
Am.J.Sci.,265, 714-734.

THOMPSON,R.N. (1975).- "The 1-atmosphere liquidus oxyden fugacities of some tholeiitic intermediate alkalic and ultra-alkalic lavas".
Am.J.Sci.,275, 1049-1072.

TILLEY,C.E.,YODER,H.S. et SCHAIRER,J.F. (1964).- "Melting relations of volcanic rock series.
Carnegie Inst.Year book 65, 260-269.

TREUIL,M.,VARET,J., BILLHOT,M.,et BARBERI,F. (1971).- "Distribution of nickel copper and zinc in the volcanic series of Erta'Ale,Ethiopia".
Contr.Mineral. et Petrol.,30, 84-94.

TREUIL,M., et VARET,J. (1973).- "Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar".
Thèse d'Etat,Orsay.

TREUIL,M.,JORON,J.L. (à paraître).- "Geochimie des éléments en traces et pétrogenèse des roches magmatiques océaniques".

TUTTLE,O.F. et BOWEN,N.L. (1958).- "Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $K Al Si_3O_8$ - SiO_2 - H_2O".
Geol.Soc.Amer.Mem.,74, 1-153.

YODER,H.S. et TILLEY,C.E. (1962).- "Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic systems".
J.Petrol.,3, 342-532.

Liste des figures

Figures		Pages
1	- Carte de l'Afar	4
2	- Evolution des chaînes axiales	6
3	- Carte de l'Erta'Ale	11
4	- Diagramme d'évolution él^{ts} majeurs /D.I à l'Erta'Ale	14
5	- Carte du Boïna	15
6	- Diagramme Na_2O+K_2O/SiO_2 pour Erta'Ale et Boïna	18
7	- Diagramme d'évolution él^{ts} majeurs/f au Boïna	19
8	- Schéma du four	22
9	- Schéma du porte-échantillon	25
10	- Diagramme de stabilité des containers	27
11	- Schéma du mélangeur de gaz	28
12	- Diagramme SiO_2-FeO-MgO pour le basalte de Boïna	40
13	- Ordre d'apparition des minéraux en fonction des conditions expérimentales	43
14	- Variation des températures de stabilité des minéraux en fonction des conditions expérimentales	43
15 a	- Résultats expérimentaux du Michikamau	44
b	- Comportement expérimental d'un basalte en fonction de fO_2	
16	- Conditions expérimentales des essais	48
17	- Résultats expérimentaux sur la série de l'Erta'Ale à Ni/NiO	54
18	- " " " " à 0.2 % H_2	55
19 a	- Comparaison des variations des températures de liquidus	57
b	- " " des intervalles de cristallisation	57
20	- Comparaison températures calculées/températures mesurées sur la série de l'Erta'Ale	60
21	- Résultats expérimentaux sur la série du Boïna à Ni/NiO	66
22	- " " " " à 0.2 % H_2	67
23 a	- Comparaison des variations des températures de liquidus	68
b	- " " des intervalles de cristallisation	
24	- Comparaison températures calculées/températures mesurées dans la série du Boïna	71
25	- Séquence naturelle de cristallisation dans la série du Boïna	73

Figures

26 - Résultats expérimentaux de Humphries et Cox (1972) 75

27 - Abaque FeO/MgO (% mol.) des olivines 80

28 - Températures de liquidus en fonction de l'enrichissement (Boïna et Erta'Ale) en fer 86

29 - Enrichissement en fer et alcalins (Boïna et Erta'Ale) 87

30 - Diagramme température/fO_2 des roches naturelles du Boïna et de l'Erta'Ale) 90

31 - Diagramme de variation du fer, de la silice et de l'Europium dans la série du Boïna 92

Liste des tableaux

1 - Analyses et normes des échantillons de l'Erta'Ale 13
2 - " " " du Boïna 17
3 - Pertes en fer 39
4 - Conditions expérimentales 49
5 - Analyses des olivines de synthèse dans le basalte de Boïna 79
6 - Comparaison des températures calculées et mesurées sur les olivines du basalte de Boïna 81
7 - Analyses comparées de minéraux synthétiques et naturels de la série du Boïna 83
8 - Analyses de verres expérimentaux 85

Liste des planches

1 - Echantillons naturels 102
2 - Photographies du four 104
3 à 6 - Produits expérimentaux 106

Table des matières

	Pages
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : PRESENTATION DES SERIES ETUDIEES	5
A - Généralités.	5
B - Mise en évidence du rôle de la cristallisation fractionnée dans l'évolution des chaînes axiales de l'Afar.	5
C - La chaîne de l'Erta'Ale.	8
D - Le massif du Boïna.	8
E - Considérations sur le choix des échantillons.	9
CHAPITRE II : METHODE EXPERIMENTALE	20
A - Principe.	20
B - Problèmes pratiques.	20
C - Techniques expérimentales	23
1) Contrôle des paramètres physiques	23
a - Principe du four	23
b - Dispositif de mesure des températures	24
c - Procédure de descente des échantillons dans le four	24
d - Contrôle de la composition de l'atmosphère.	26
2) Maintien de la composition initiale.	33
3) Atteinte de l'équilibre. Trempe.	34
a - durée des essais	34
b - Préparation des échantillons	34
c - Trempe et produits obtenus	35

Pages

CHAPITRE III : EFFETS DES CONDITIONS EXPERIMENTALES SUR LES RESULTATS. 37

A - Contrôle du maintien des compositions initiales 38

1 - Pertes en fer 38

2 - Volatilisation des alcalins 41

3 - Atteinte de l'équilibre 41

B - Effets des conditions anhydre et de basse pression 42

1 - Données expérimentales 42

2 - Application aux résultats de l'étude 45

C - Conclusions 46

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATIONS 47

A - Série de l'Erta'Ale 52

1 - Présentation des résultats 52

a - Dans les deux séries d'expériences 52

b - Sur Ni/NiO 58

c - à 0.2 % H_2 58

2 - Interprétations 61

a - Températures 61

b - Apparition des phases et fugacité d'oxygène 62

B - Série du Boïna 64

1 - Présentation des résultats 64

a - Dans les deux séries d'expériences 64

b - Sur Ni/NiO 69

c - à 0.2 % H_2 69

2 - Interprétations 70

a - Températures 70

b - Apparition des phases et fugacité d'oxygène 73

c - Minéralogie 78

Pages

C - Comparaison des séries de l'Erta'Ale et du Boïna 86

1 - Températures de liquidus et évolution 86

2 - Apparition des phases minérales 88

3 - fO_2 et évolution 89

CONCLUSIONS 95

PLANCHES PHOTOS 101

BIBLIOGRAPHIE 115

LISTE DES FIGURES 121

LISTE DES PLANCHES 123

TABLE DES MATIERES 124